ISSN 0365-4508

ARQUIVOS
DO
MUSEU NACIONAL

Nunquam aliud natura, aliud sapienta dicit
Juvenal, 14, 321
In silvis academi quoerere rerum,
Quamquam Socraticis madet sermonibus
Ladisl. Netto, *ex Hor*

VOL.LXIII
N.3



RIO DE JANEIRO
Julho/Setembro
2005



ARQUIVOS DO MUSEU NACIONAL



ARQUIVOS

DO

MUSEU NACIONAL

VOLUME 63

NÚMERO 3

JULHO/SETEMBRO
2005

RIO DE JANEIRO

Arq. Mus. Nac.	Rio de Janeiro	v.63	n.3	p.357-628	jul./set.2005

ISSN 0365-4508

Arquivos do Museu Nacional, mais antigo periódico científico do Brasil (1876), é uma publicação trimestral (março, junho, setembro e dezembro), com tiragem de 1000 exemplares, editada pelo Museu Nacional/Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tem por finalidade publicar artigos científicos inéditos nas áreas de Antropologia, Arqueologia, Botânica, Geologia, Paleontologia e Zoologia. Está indexado nas seguintes bases de dados bibliográficos: Biological Abstracts, ISI – Thomson Scientific, Ulrich's International Periodicals Directory, Zoological Record, NISC Colorado e Periodica.

As normas para preparação dos manuscritos encontram-se disponíveis em cada número dos *Arquivos* e em htttp://acd.ufrj.br/~museuhp/publ.htm. Os artigos são avaliados por, pelo menos, dois especialistas na área envolvida e que, eventualmente, pertencem ao Conselho Editorial. O conteúdo dos artigos é de responsabilidade exclusiva do(s) respectivo(s) autor(es).

Os manuscritos deverão ser encaminhados para Museu Nacional/UFRJ, Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

Arquivos do Museu Nacional, the oldest Brazilian scientific publication (1876), is issued every three months (March, June, September and December). It is edited by Museu Nacional/Universidade Federal do Rio de Janeiro, with a circulation of 1000 copies. Its purpose is the edition of unpublished scientific articles in the areas of Anthropology, Archaeology, Botany, Geology, Paleontology and Zoology. It is indexed in the following bases of bibliographical data: Biological Abstracts, ISI – Thomson Scientific, Ulrich's International Periodicals Directory, Zoological Record, NISC Colorado and Periodica.

Instructions for the preparation of the manuscripts are available in each edition of the publication and at http://acd.ufrj.br/~museuhp/publ.htm. The articles are reviewed, at least, by two specialists in the area that may, eventually, belong to the Editorial Board. The authors are totally responsible for the content of the texts.

The manuscripts should be sent to Museu Nacional/UFRJ, Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

Financiamento


Fundação Universitária José Bonifácio



Arquivos do Museu Nacional - vol.1 (1876) -
Rio de Janeiro: Museu Nacional.

Trimestral
Até o v.59, 2001, periodicidade irregular

ISSN 0365-4508

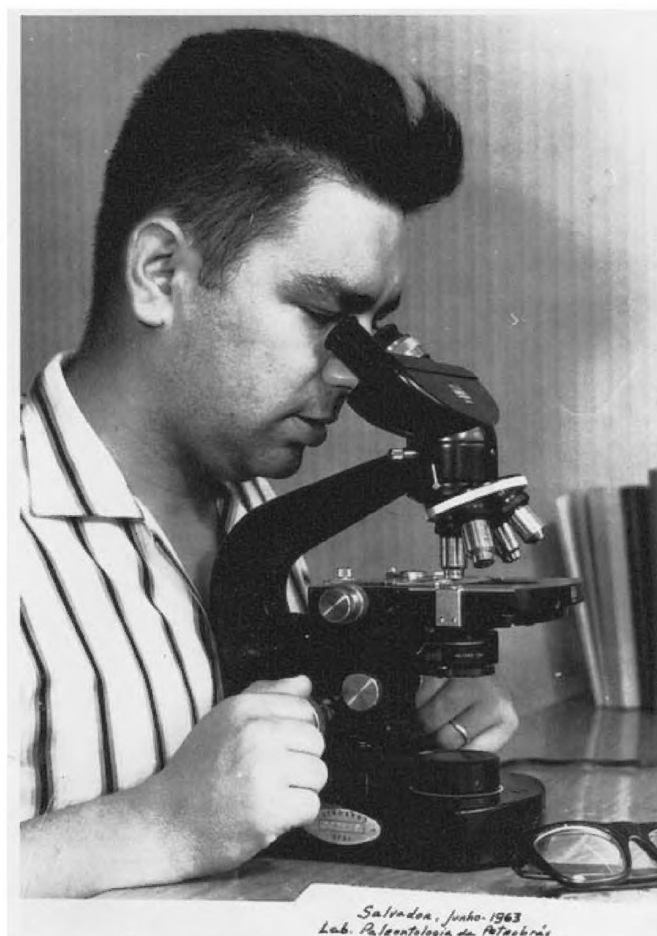
1. Ciências Naturais - Periódicos. I. Museu Nacional (Brasil).

CDD 500.1

TRIBUTO A

IGNACIO AURELIANO MACHADO BRITO –

UM PROFESSOR DE PALEONTOLOGIA



1938 - 2001

PREFÁCIO:

TRIBUTO A IGNACIO AURELIANO MACHADO BRITO – UM PROFESSOR DE PALEONTOLOGIA

Mestre - é como alunos e a maioria dos colegas se referiam ao Professor Dr. Ignacio Aureliano Machado Brito. Nascido em 29 de julho de 1938 e falecido em 18 de setembro de 2001, Prof. Ignacio Brito pode ser considerado um dos principais responsáveis por grande parte dos paleontólogos que se encontram em atividade no país. Mais do que uma homenagem, o presente volume dos Arquivos do Museu Nacional tem como objetivo principal reconhecer e resgatar um pouco da grande contribuição desse eminente paleontólogo brasileiro.

Uma influência marcante na vida do Prof. Ignacio Brito foi o estágio realizado em 1960 no Museu Nacional, sob a orientação do então diretor Dr. José Candido de Mello Carvalho. Durante esse estágio, ele organizou a coleção de equinodermas recentes dessa instituição, grupo zoológico de seu interesse. Em 1962, formou-se em Geologia na Bahia, onde iniciou seu trabalho com microfósseis. Sua aptidão acadêmica suplantou o trabalho técnico na Petrobras e no DNPM, e em 1969 passou definitivamente a se dedicar ao ensino da Paleontologia na Universidade Federal do Rio de Janeiro. Foi um dos mentores do curso de Pós-Graduação do Setor de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da UFRJ. Com seu jeito fácil de transmitir o conhecimento, bem como sua amabilidade no trato pessoal, o Mestre incentivou e orientou inúmeros alunos nos caminhos da pesquisa da paleontologia brasileira.

A imagem do Prof. Ignacio Brito será para sempre lembrada como a de um profissional íntegro, cuja obra lhe valeu reconhecimento acadêmico, tendo ingressado na Academia Brasileira de Ciências em janeiro de 1972. A seus dotes intelectuais se somam forte sentido de responsabilidade, além de critério sereno e firme, acompanhados por equilibrada dose de generosidade em seus julgamentos. Essas qualidades, que manteve por toda a vida, eram, também, temperadas por enorme simpatia, sentido de humor oportuno e grande alegria de viver.

Nós, os editores deste volume - ambos tendo tido o privilégio de realizar o Mestrado sob a orientação do Prof. Ignacio Brito - contatamos diversos alunos do Mestre, muitos dos quais por motivos diversos não puderam contribuir para essa publicação. Aproveitamos para agradecer aos colegas que submeteram manuscritos procurando, dessa forma, prestar uma homenagem ao Prof. Ignacio Brito. Também agradecemos aos editores de área Marcelo de A. Carvalho e Rita Scheel-Ybert, por diversas sugestões, e a Lia Ribeiro e Thiago Macedo, ambos da Comissão de Publicações do Museu Nacional, pela diagramação e auxílio na editoração desta publicação.

Os seguintes pesquisadores, aos quais somos gratos, revisaram os trabalhos aqui publicados: Bernardo J. González Riga (Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Mendoza), Cibele Rodrigues Bonvicino (Instituto Nacional do Câncer, RJ), Deusana Maria da Costa Machado (Universidade Federal do Estado do Rio Janeiro), Douglas Riff (Universidade Estadual do Sudeste da Bahia), Renato Pirani Ghilardi (Universidade Estadual Paulista, Campus de Bauru), Diógenes de Almeida Campos (Museu de Ciências da Terra), Francisco J. Figueiredo (Universidade do Estado do Rio de Janeiro), Gloria Arratia (Museum für Naturkunde der Humboldt Universität), João Graciano Mendonça Filho (Universidade Federal do Rio de Janeiro), Jorge Ferigolo (Museu de Ciências Naturais/ FZBRS), Jorge O. Calvo (Universidad Nacional Del Comahue, Neuquén), Juliana Manso Sayão (Museu Nacional), Leonardo Borghi (Universidade Federal do Rio de Janeiro), Leonardo Salgado (Universidad Nacional Del Comahue, Neuquén), Marcelo Newton Trotta, Luiza Maria Soares Porto (Museu Nacional, Rio de Janeiro), Márcio Mendes (Universidade Vale do Rio Doce, MG), Margarete Suñé Mattevi (Universidade Luterana do Brasil, RS), Maria Célia Elias Senra (Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro), Maria Helena Hessel (Universidade Federal de Sergipe), Maria Judith Garcia (Universidade Guarulhos, SP), Mario Pinna (Universidade de São Paulo), Marise Sardenberg Salgado de Carvalho (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, RJ), Martha Richter (The Natural History Museum, London, UK), Norma Maria da Cruz (CPRM), Paulo Alves de Souza (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), Renata Guimarães (Universidade Vale do Rio dos Sinos, RS), Rita de Cássia Tardin Cassab (Departamento de Produção Mineral, RJ), Rodolfo Dino (Petrobrás/Universidade do Estado do Rio de Janeiro), Taíssa Rêgo Menezes (Fundação Coppetec, GEOQ/CENPES/ PETROBRAS), Valesca Maria Portilla Eilert (Universidade Federal do Rio de Janeiro), Vladimir de Araújo Távora (Universidade Federal do Pará).

Alexander W. A. Kellner
Giselle Lessa
Editores deste volume

FOREWORD:

Tribut to Ignacio Aureliano Machado Brito – A professor of Paleontology

"Mestre" - this was the way students and most colleagues addressed Professor Dr. Ignacio Aureliano Machado Brito. Prof. Brito was born in July 29th, 1938 and passed away in September 18th, 2001. He was one of the leading researchers of his time and has encouraged and influenced many scientists presently active in the field. More than a tribute, the main purpose of this publication is to acknowledge the achievements of this eminent Brazilian paleontologist.

A marked influence in Prof. Brito´s career was the trainee program he attended at the Museu Nacional in 1960. Under the supervision of Dr. José Candido de Mello Carvalho - the director of this institution at that time - Prof. Brito organized the collection of extant echinoderms, a group of great interest to him. In 1962 he finished his undergraduate Geology course in Bahia, where he started to work with microfossils. His academic work soon supplanted his technical work at Petrobras and DNPM, and from 1969 on, he devoted most of his time teaching paleontology at the Universidade Federal do Rio de Janeiro. He was one of the mentors of the Graduate program in Paleontology and Stratigraphy at the Instituto de Geociências of the UFRJ. Very gifted in transmitting knowledge and easy going, Prof. Brito supported and advised a large number of students that were interested in paleontological studies.

Prof. Brito will always be remembered as a righteous professional, whose work got him academic recognition, being elected to the Brazilian Academy of Sciences in January 1972. Besides being intellectually gifted, Prof. Brito had a strong sense of responsibility, a good judgment and a good sense of fairness and generosity in his evaluations. He preserved those qualities for his entire life, associated with a great sense of humor.

We, the editors of this volume, both former Master students advised by him, have contacted several students of Prof. Ignacio Brito. Some had commitments that precluded their participation, but we wish to thank all colleagues that submitted manuscripts. We thank Marcelo de A. Carvalho and Rita Scheel-Ybert for their suggestions to several papers that are part of this volume. We also thank Lia Ribeiro and Thiago Macedo, both from the Publication Committee of the Museu Nacional, for their help in putting this volume together.

We are also indebted to the following researchers, by the revision of the papers here published: Bernardo J. González Riga (Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Mendoza), Cibele Rodrigues Bonvicino (Instituto Nacional do Câncer, RJ), Deusana Maria da Costa Machado (Universidade Federal do Estado do Rio Janeiro), Douglas Riff (Universidade Estadual do Sudeste da Bahia), Renato Pirani Ghilardi (Universidade Estadual Paulista, Campus de Bauru), Diógenes de Almeida Campos (Museu de Ciências da Terra), Francisco J. Figueiredo (Universidade do Estado do Rio de Janeiro), Gloria Arratia (Museum für Naturkunde der Humboldt Universität), João Graciano Mendonça Filho (Universidade Federal do Rio de Janeiro), Jorge Ferigolo (Museu de Ciências Naturais/ FZBRS), Jorge O. Calvo (Universidad Nacional Del Comahue, Neuquén), Juliana Manso Sayão (Museu Nacional), Leonardo Borghi (Universidade Federal do Rio de Janeiro), Leonardo Salgado (Universidad Nacional Del Comahue, Neuquén), Marcelo Newton Trotta, Luiza Maria Soares Porto (Museu Nacional, Rio de Janeiro), Márcio Mendes (Universidade Vale do Rio Doce, MG), Margarete Suñé Mattevi (Universidade Luterana do Brasil, RS), Maria Célia Elias Senra (Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro), Maria Helena Hessel (Universidade Federal de Sergipe), Maria Judith Garcia (Universidade Guarulhos, SP), Mario Pinna (Universidade de São Paulo), Marise Sardenberg Salgado de Carvalho (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, RJ), Martha Richter (The Natural History Museum, London, UK), Norma Maria da Cruz (CPRM), Paulo Alves de Souza (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), Renata Guimarães (Universidade Vale do Rio dos Sinos, RS), Rita de Cássia Tardin Cassab (Departamento de Produção Mineral, RJ), Rodolfo Dino (Petrobrás/Universidade do Estado do Rio de Janeiro), Taíssa Rêgo Menezes (Fundação Coppetec, GEOQ/CENPES/ PETROBRAS), Valesca Maria Portilla Eilert (Universidade Federal do Rio de Janeiro), Vladimir de Araújo Távora (Universidade Federal do Pará).

Alexander W. A. Kellner
Giselle Lessa
Editors of this volume


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.363-369, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

IGNACIO AURELIANO MACHADO BRITO (1938-2001) [1]

(Com 1 figura)

PAULO M. BRITO [2]

Não existe melhor homenagem à memória do Professor Ignacio Aureliano Machado Brito do que reunir vários de seus discípulos em uma publicação, tratando de Paleontologia. Justo reconhecimento a ele que, ao longo de suas atividades didáticas e de pesquisa, sempre valorizou a formação profissional das novas gerações.

Passados mais de quatro anos do seu falecimento, venho participar desta homenagem através de um texto simples que tenta, de maneira direta, resumir a carreira deste que foi uma das figuras mais marcantes da Paleontologia brasileira nas últimas quatro décadas. Resolvi propalar em palavras a vida de alguém que sempre me pareceu ter palavras e respostas para tudo, tanto na vida profissional como em nossas vidas cotidianas.

Ignacio Machado Brito faleceu no dia 18 de setembro de 2001 em sua casa na cidade de Araguari, Triângulo Mineiro, aos 63 anos de idade, deixando esposa e cinco filhos.

Nascido no Rio de Janeiro, em 29 de julho de 1938, primogênito de Gratuliano da Costa Brito e de Adelaide Machado de Brito, Ignacio foi a perfeita imagem do típico jovem da Zona Sul do Rio de Janeiro daqueles anos do pós-guerra. Iniciou sua vida escolar no Colégio Fontainha, em Ipanema, transferindo-se em 1950 para o Colégio Mallet Soares, em Copacabana, onde completou o curso ginasial e o científico.

Em 1957, ingressou na Faculdade Nacional de Filosofia da Universidade do Brasil (atual Universidade Federal do Rio de Janeiro), tendo logo despertado a atenção do então catedrático em Zoologia, Professor Aloysio Mello Leitão. Com este professor, obteve conhecimento teórico e prático da fauna marinha, aprendizado este que era colocado em prática através de inúmeros mergulhos e coletas, em mar aberto ou na Baía de Guanabara, muitas vezes acompanhado por seu colega e veterano, Walter M. Veiga. Foi neste período que iniciou suas pesquisas sobre os equinodermas do Estado do Rio de Janeiro.

A Paleontologia já aparecia como uma paixão quando, entre os anos de 1958 e 1959, teve seu primeiro contato com fósseis (no caso com peixes fósseis) através de um estágio com o paleontólogo Rubens da Silva Santos, na Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral. Porém, seu interesse pela fauna marinha o empurrava cada vez mais para suas pesquisas com os equinodermas brasileiros, o que veio a se concretizar quando, em 1960, graças ao então diretor do Museu Nacional, José Candido de Mello Carvalho, ajudou a reorganizar as coleções de equinodermas daquela instituição. Neste período, já casado e com filho, trabalhava ainda como professor do Curso Pré-Vestibular da Faculdade Nacional de Filosofia e como repórter da "Revista da Semana" e do "Eu sei tudo", formando-se no final de 1960 como Bacharel e Licenciado em História Natural.

Em 1961, ingressou como Técnico-Estagiário da Petrobrás fazendo, em Salvador, o curso de Geólogo de Petróleo do CENAP e obtendo o diploma de Geólogo pela Universidade Federal da Bahia, em 1962. Foi durante este período que, inspirando-se nos cursos de Paleontologia e de Geologia Histórica ministrados pelo Dr. Donald Bryant, iniciou a elaboração do programa destas disciplinas, que o destacariam durante toda a carreira acadêmica.

Entre os anos de 1962 e 1965, conciliou suas atividades de paleontólogo na Petrobrás com as de professor universitário de Geologia e Paleontologia na Faculdade de Filosofia da Universidade Católica da Bahia e de Paleontologia e Geologia Histórica na Escola de Geologia da Universidade Federal da Bahia. Neste período dedicou-se ainda ao estudo dos microfósseis paleozóicos, influenciado principalmente pelo curso de palinologia, ministrado no ano de 1964 pelo Dr. Helmut Müller, na Região de Produção da Bahia da PETROBRÁS. Estavam abertas as portas para seus futuros trabalhos com Acritarcha.

---

[1] Submetido em 26 de abril de 2004. Aceito em 22 de julho de 2005.

[2] Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Departamento de Biologia Animal e Vegetal. Rua São Francisco Xavier 524, Maracanã, 20550-013, Rio de Janeiro, Brasil.
Bolsista do Programa de Incentivo e Produção Científica, Técnica e Artística – Universidade do Estado do Rio de Janeiro/Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (PROCIÊNCIA).
Bolsista do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).



Fig.1- Professor Ignacio A. M. Brito no laboratório da Petrobras, em Salvador, no ano de 1963.

Cada vez mais interessado pela Paleontologia como ciência e pela vida acadêmica como opção, deixou a PETROBRAS em 1965 para fazer Mestrado, como bolsista da CAPES, na Universidade de Stanford, na Califórnia, onde cumpriu créditos e defendeu sua dissertação sobre "Acritarcos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba", em nove meses. Foi nesta ocasião que se envolveu definitivamente com os acritarcos, passando a se interessar também pela Paleontologia do Cenozóico e pelos métodos curatoriais em Paleontologia, graças às influências de seu orientador, Dr. William R. Evitt, e da Dra. Myra Keen.

De volta ao Rio de Janeiro, em meados de 1966, passou a dividir seu tempo entre suas pesquisas como Paleontólogo da Seção de Paleontologia do Departamento Nacional de Produção Mineral, onde conviveu com profissionais como Paulo Erichsen de Oliveira, F. W. Sommer e Llewellyn I. Price, e suas aulas no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, que ainda funcionava no Largo de São Francisco. Em 1968 foi agraciado com uma bolsa de "Pesquisador Conferencista" do CNPq, que logo se transformaria em Bolsa de Pesquisador 1A e que o auxiliaria em suas pesquisas até o ano de 1996.

Em 1969 deixou o DNPM para dedicar-se integralmente, no Instituto de Geociências, às suas aulas de Paleontologia e Geologia Histórica e suas pesquisas sobre alguns grupos de invertebrados do Cretáceo e do Cenozóico, assim como aos microfósseis do Devoniano e às bacias sedimentares do Cretáceo em geral. Foi o grande responsável pela implementação do curso de Pós-graduação no Setor de Paleontologia e Estratigrafia do IG/UFRJ, onde orientou, até a sua aposentadoria, quatro teses de Doutorado e 29 dissertações de Mestrado.

Doutor e Livre Docente pela Universidade Federal do Rio de Janeiro, em 1971, membro associado da Academia Brasileira de Ciências, em 1972, e Professor Titular "por concurso" (como gostava de frisar), em 1977, o Professor Ignacio continuou disponível aos alunos, passando seus conhecimentos, sempre numa linguagem simples, quase jornalística, que suscitaria a vocação de inúmeros estudantes, dos quais muitos viriam a ser seus alunos de pós-graduação, colegas e amigos.

Ao se aposentar, em 1994, mudou-se para Araguari, Minas Gerais, onde ainda atuou como Professor Visitante da Universidade Federal de Uberlândia, entre os anos de 1997 e 1999, tendo orientado estudantes de graduação e produzido alguns artigos científicos assim como seu último livro "Geologia Histórica" publicado em 2001, alguns meses antes de seu falecimento.

Homem de temperamento fácil e caráter inquestionável Ignacio Brito foi acima de tudo um naturalista que, desde o início de sua carreira, teve o grande mérito de propagar os conceitos fundamentais da Geologia Histórica e da Paleontologia. Preocupado com o pouco conhecimento em Biologia e Evolução dos Seres Vivos por parte dos futuros geólogos, assim como, da Estratigrafia, Sedimentologia e Tempo Geológico por parte dos estudantes em Biologia, deu atenção especial às aulas de Paleontologia e de Geologia Histórica, bem como aos inúmeros textos e livros didáticos que escreveu, na área de Geociências, tentando suprir falhas conceituais encontradas nesses cursos. Além disso, produziu 103 artigos e livros tratando de temas variados, além de resumos e revisões (ver anexo).

Hoje, num momento em que a Paleontologia nacional chega à maturidade, com muitos entre nós alcançando prestígio internacional, devido a nossas pesquisas, é mais do que justa a homenagem ao grande mestre Ignacio Machado Brito. Ele que, juntamente com alguns de seus colegas, daquela geração dos anos 1960, como Sílio Vaz, Cândido Simões Ferreira, Antonio Carlos Macedo, entre outros, plantou a semente desta Paleontologia brasileira moderna.

De minha parte, além de todos os ensinamentos passados no dia-a-dia, como filho, aluno e colega, e que abriram, ainda em minha infância, meu interesse pelos fósseis, reconheço sua influência em cada aula que ministro, em cada orientação que realizo e mesmo nas linhas que escrevo.

Sinto muito sua falta.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos editores, em particular a Gisele Lessa (UFV), pelo convite para participar desta homenagem e por todo o trabalho gasto na edição desse volume especial. A Walter e Marly Veiga por todo o apoio e pelas informações que, em muitos momentos, me fizeram retornar à minha infância.

Trabalhos publicados

BRITO, I.M., 1959. Sobre uma nova *Clypeaster* do Brasil. **Centro de Estudos Zoológicos da Faculdade Nacional de Filosofia**, Rio de Janeiro, **1**:1-7.

BRITO, I.M., 1960. Asteróides e equinóides brasileiros das coleções do Centro de Estudos Zoológicos. **Actas y Trabajos de Primer Congresso Sudamericano Zoologia**, La Plata, **2**:61-68.

BRITO, I.M., 1960. Clypeasteróides do Rio de Janeiro. **Centro de Estudos Zoológicos da Faculdade Nacional de Filosofia**, Rio de Janeiro, **3**:1-10.

BRITO, I.M., 1960. Os equinóides regulares do Rio de Janeiro. **Centro de Estudos Zoológicos da Faculdade Nacional de Filosofia**, Rio de Janeiro, **4**:1-8.

BRITO, I.M., 1960. Asteróides dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo. Parte I – Forcipulata e Phanerozonia. **Centro de Estudos Zoológicos da Faculdade Nacional de Filosofia**, Rio de Janeiro, **5**:1-13.

BRITO, I.M., 1960. Os ofiuróides do Rio de Janeiro. Parte I - Ophiothrichidae, Ophiochitonidae e Ophiactidae. **Centro de Estudos Zoológicos da Faculdade Nacional de Filosofia**, Rio de Janeiro, **6**:1-4.

BRITO, I.M., 1960. Holothuroides do Rio de Janeiro. Parte I – Aspidochirota e Apoda. **Centro de Estudos Zoológicos da Faculdade Nacional de Filosofia**, Rio de Janeiro, **7**:1-8.

BRITO, I.M., 1962. Ensaio de catálogo dos equinodermas do Brasil. **Centro de Estudos Zoológicos da Faculdade Nacional de Filosofia**, Rio de Janeiro, **13**:1-12.

BRITO, I.M., 1964. Equinóides cretácicos do Estado da Bahia. **Escola de Geologia, Universidade da Bahia**, Salvador, **1**:1-11.

BRITO, I.M., 1965. Novos microfósseis devonianos do Maranhão. **Escola de Geologia, Universidade da Bahia**, Salvador, **2**:1-4.

BRITO, I.M., 1965. Nota prévia sobre os microfósseis devonianos de Pernambuco. **Escola de Geologia: Universidade da Bahia**, Salvador, **3**:1-8.

BRITO, I.M., 1965. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos e devonianos da Bacia do Maranhão. Parte I – Os Netromorphitae (Leiofusidae). **Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, **129**:1-29.

BRITO, I.M., 1967. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis devonianos de Pernambuco. I – Archaeotriletes. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **39**(2):281-283.

BRITO, I.M., 1967. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis devonianos de Pernambuco. II – Acritarcha Pteromorphitae. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **39**(2):285-287.

BRITO, I.M., 1967. Os Acritarcha. **Notas Preliminares e Estudos: Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, **138**:1-25.

BRITO, I.M., 1967. Novas ocorrências de lamelibrânqios no Cretáceo da Bahia. **Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, **139**:1-11.

BRITO, I.M., 1967. Gastropodos continentais do Paleoceno do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **1**:7-27.

BRITO, I.M., 1967. Sobre a ocorrência de cephalopodo no Cretáceo da área de Estância, Estado de Sergipe, Brasil. **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **1**:71-77.

BRITO, I.M. & RODRIGUES, M.A., 1967. Contribuição ao conhecimento dos amonitas albianos (Cretáceo) de Sergipe. **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **1**:53-69.

BRITO, I.M., 1967. Silurian and Devonian Acritarcha from Maranhão Basin, Brazil. **Micropaleontology**, New York, **13**(4):473-482.

BRITO, I.M., 1967. Novo subgrupo de Acritarcha do Devoniano do Maranhão. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **39**(1):163-166.

BRITO, I.M., 1968. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos e devonianos da Bacia do Maranhão. III–O Gênero *Verychachium* (Acritarcha). **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **2**:11-17.

BRITO, I.M., 1968. Asteróides e equinóides do Estado da Guanabara e adjacências. **Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Zoologia**, Rio de Janeiro, **260**:1-51.

OLIVEIRA, P.E. & BRITO, I.M., 1969. Amonitas turonianos do Estado de Sergipe. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **41**(2):215-233.

BRITO, I.M., 1968. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos e devonianos da Bacia do Maranhão. IV – Os Tasmanaceae. **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **3**:15-20.

BRITO, I.M., 1969. Un nouveau sous-Group d'Acritarche. **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **4**:11-13.

BRITO, I.M., 1970. A distribuição dos amonitas no Cretáceo do Nordeste brasileiro. **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **5**:35-39.

BRITO, I.M., 1970. Novas contribuições ao conhecimento dos amonitas albianos (Cretáceo) de Sergipe. **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **5**:47-51.

BRITO, I.M., 1971. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos e devonianos da Bacia do Maranhão. V–Acritarcha Herkomorphitae e Prismatomorphitae. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **43**(Supl.):201-208.

BRITO, I.M., 1971. Contribuição ao estudo dos cefalópodos cretácicos do Estado de Sergipe **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **43**(Supl.):423-432.

BRITO, I.M., 1971. Contribuição ao conhecimento dos crustáceos decápodas da Formação Pirabas. I-Brachyura Brachyrhyncha. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **43**(Supl.):489-498.

BRITO, I.M., 1971. Contribuição ao conhecimento dos equinodermas da Ilha da Trindade, Brasil. **Arquivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, **54**:261-265.

BRITO, I.M. & CAMPOS, D.A., 1971. A Bacia Geológica Costeira de Pernambuco-Paraíba. Parte I–O Grupo Paraíba. **Boletim de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **6**:3-12

BRITO, I.M., 1972. Contribuição ao conhecimento dos crustáceos decápodos da Formação Pirabas. II– O Gênero *Uca* (Brachyura-Ocypodidae). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **44**(1):95-98.

BRITO, I.M.; FRANKE, H.E. & CAMPOS, D.A., 1972, Geologia e petrografia da Bacia de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **44**(2):225-234.

BRITO, I.M., 1972. Sobre um balanomorfo da Formação Pirabas (Crustacea-Cirripedia). **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Geologia**, Belém, **18**:1-4.

BRITO, I.M. & RAMIRES L.V.O., 1974. Equinóides do Mioceno Inferior do Norte do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **46**(2):263-274.

BRITO, I.M. & RAMIRES, L.V.O., 1974. Contribuição ao conhecimento dos equinóides albianos (Cretáceo inferior) do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **46**(2):275-282.

PALMA, J.M.C. & BRITO, I.M., 1974. Paleontologia e estratigrafia da Bacia de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **46**(3/4):383-406.

BRITO, I.M. & RIBEIRO, F.A.M., 1975. Ocorrência de Lepidoptera nos folhelhos de Tremembé e algumas considerações sobre a Bacia Geológica do Paraíba, Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **47**(1):105-111.

BRITO, I.M., 1975. As bacias sedimentares do Nordeste do Brasil. **Contribuição Didática n. 1: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro 107p.

BRITO, I.M., 1976. Geologia das bacias sedimentares do Brasil. **Coletânea de Trabalhos: Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro**, Itaguaí, 53-73.

BRITO, I.M., 1976. História geológica das bacias sedimentares do Nordeste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **48**(3):463-474.

BRITO, I.M., 1976. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis devonianos de Pernambuco. III – Alguns Acritarcha comuns aos do Devoniano do Saara. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **48**(4):447-456.

BRITO, I.M., 1976. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos e devonianos da Bacia do Maranhão. VI – O Gênero *Veliferites* Brito, 1967 como sinônimo de *Duvernaysphaera* Staplin, 1961 (Acritarcha – Pteromorphitae). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **48**(4):757-759.

BRITO, I.M., 1977. Ocorrência de bióglifos no Devoniano Inferior do Município de Tocantínia, Goiás. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **49**(3):461-464.

BRITO, I.M., 1977. Novas ocorrências de cirripedes balanomorfos na Formação Pirabas, Mioceno Inferior do Estado do Pará. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **49**(3):465-467.

BRITO, I.M., 1977. As bacias sedimentares pós-paleozóicas do Leste e Sul do Brasil. **Contribuição Didática n. 2: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 53p.

BRITO, I.M., 1978. *Maranhites*, um importante fóssil índice do Devoniano Superior (Acritarcha Scutellomorphitae). **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, São Paulo, **9**:80-85.

BRITO, I.M. & QUADROS, L.P., 1978. Ocorrência inédita de *Clarkecaris brazilicus* (Crustacea Malacostraca) no Permiano do Estado do Pará. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **50**(3):417-421.

BRITO, I.M., 1979. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba I – A seqüência sedimentar inferior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **51**(4):695-727.

BRITO, I.M., 1979. Clipeasteróides cenozóicos do Brasil (Echinodermata, Echinoidea). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **51**(4):729-740.

BRITO, I.M., 1979. **Bacias Sedimentares e Formações Pós-Paleozóicas do Brasil**. Rio de Janeiro: Editora Interciência. 179p.

BRITO, I.M., 1980. Os equinóides fósseis do Brasil. I – Os endocíclicos. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **52**(3):569-590.
BRITO, I.M., 1981. A ocorrência de *Abertella* (Echinoidea Clypeasteroidea) na Formação Pirabas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Geologia,**, Belém, **23**:1-9.
BRITO, I.M., 1981. Os equinóides fósseis do Brasil. II – Holectipóides e cassidulóides. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **53**(3):513-527.
BRITO, I.M., 1981. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba. II – As sequências sedimentares superiores. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **53**(3):529-547.
BRITO, I.M., 1981. Estratigrafia da Bacia do Paraná I – Generalidades e o Grupo Campos Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **53**(3):555-568.
BRITO, I.M., 1981. Os equinóides fósseis do Brasil III – Espatangóides exceto Hemiasteridae. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **52**(3):569-578.
BRITO, I.M., 1981. O gênero *Hemiaster* no Cretáceo do Brasil (Echinoidea Spatangoidea). In: Congresso Latino-Americano de Paleontologia, 2, Porto Alegre. **Anais...** p. 399-414.
BRITO, I.M., 1981. Estratigrafia da Bacia do Paraná. III–O Grupo Passa Dois. **Anuário do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 56-81.
BRITO, I.M. & CAMPOS, D.A., 1982. O Cretáceo no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **54**(1):197-218.
BRITO, I.M. & LEMOS, E.E., 1982. Evolução geológica e fauna da Lagoa Rodrigo de Freitas, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **54**(1):143-164.
BRITO, I.M., 1982. A Ocorrência de *Clypeaster durandi* Cherbonnier no Brasil (Echinoidea: Clypeasteroidea). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **54**(2):365-368.
BRITO, I.M. & BERTINI, R.J., 1982. Estratigrafia da Bacia do Paraná. II – O Grupo Tubarão. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **54**(2):399-412.
BRITO, I.M. & CAMPOS, D.A., 1983, The Brazilian Cretaceous. **Zitteliana**, München, **10**:277-283.
BRITO, I.M., CAMPOS D.A. & BERTINI, R.J., 1984. Nota preliminar sobre os insetos da Formação Santana, Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro **Anais...** p.530-535.
BRITO, I.M., 1984. The Upper Lower Cretaceous in Brazil, its divisions and boundaries. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **56**(3):287-293.
BRITO, I.M. & QUADROS, L.P., 1984. Novas ocorrências de Acritarchae no Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, São Paulo, **15**:15-19.
BRITO, I.M., QUADROS, L.P. & CARDOSO, T.R.M., 1985. A idade das Formações Batinga e Aracaré da Bacia de Sergipe-Alagoas. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **57**(2):209-215.
BRITO, I.M., 1985. O Grupo Bahia na Bacia do Recôncavo-Tucano. **Boletim Informativo do Serviço Mineral da Bahia**, Salvador, **14**(151):10.
BRITO, I.M. & BERTHOU, P.Y., 1985. Os problemas do Cretáceo Inferior no Brasil para uma integração na cronoestratigrafia internacional. **Boletim Informativo do Serviço Mineral da Bahia**, Salvador, **14**(151):14.
BRITO, I.M. & QUADROS, L.P., 1985. *Pseudolunulidia*, um fóssil índice do Devoniano Superior (Acritarcha Netromorphitae). In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 8, Rio de Janeiro, **Anais**... p. 285-287.
BRITO, I.M., 1986. O Fanerozóico na Bahia. **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos**, Salvador, **7**:11-56.
BRITO, I.M., 1986. O Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos**, Salvador, **7**:57-77
BRITO, I.M., FERREIRA, A.L.M. & DAMASCENO, R.D., 1986. Estratigrafia da Bacia Amazônica: considerações gerais e a Formação Trombetas. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, **48**(4):541-552.
BRITO, I.M., 1987. As unidades litoestratigráficas da passagem Jurássico-Cretáceo no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, **17**(2):81-85.
BRITO, I.M., 1987. Nota preliminar sobre uma nova efêmera do Cretáceo do Ceará. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Rio de Janeiro, **Anais...** p.593-597.
BRITO, I.M., 1987. *Abertella complanata*, um Equinóide da Formação Pirabas. In:Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Rio de Janeiro, **Anais...** p. 611-613.
BRITO, I.M., 1990, O Cretáceo e sua importância na Geologia do Brasil. **Contribuição Didática n.3, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 96 p.
BRITO, I.M., 1990. Uma seção tipo para o limite Cretáceo/Terciário. **Anuário do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro (1987-88)**, Rio de Janeiro, 5-22.
BRITO, I.M., 1990. O Cenozóico continental fossilífero da Região Sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro (1989)**, Rio de Janeiro, 46-55.
BRITO, I.M., 1990. Geologia e paleontologia da Bacia Calcária de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro (1989)**, Rio de Janeiro, 56-64.

BRITO, I.M., 1990. A Formação Santana na Chapada do Araripe. **Anuário do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro (1989)**, Rio de Janeiro, 70-85.

BRITO, I.M., 1990. Breve histórico sobre a estratigrafia da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e bacias interiores do Nordeste, Crato, **Atlas...** Crato: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1-18

BRITO, I.M., 1991. A Era Paleozóica e sua Importância na Estratigrafia do Brasil. **Contribuição Didática n. 4: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 35 p.

BERTHOU, P.Y., AMEDRO, F. & BRITO, I.M., 1990. Revision bibliographique préliminaire a une étude des Ammonites de l'Albian (Fm. Riachuelo) du Bassin du Sergipe (Nord Est du Brésil). **Geociências**, São Paulo, **10**:183-190.

BRITO, I.M., 1991. Os equinóides albianos (Cretáceo Inferior) do Brasil e seu possível valor estratigráfico. **Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **14**:37-40.

BRITO, I.M., BERTINi, R.J. & BRITO, P.M.,1992. Sobre os fósseis da Formação Santana (Cretáceo inferior da Bacia do Araripe) e a questão de seus posicionamentos estratigráficos. In: Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras, 2 , Rio Claro. **Anais...** Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 76-80.

BRITO, I.M., BERTINI, R.J. & BRITO, P.M., 1992. Os vertebrados cretácicos brasileiros: levantamento preliminar. In: Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras, 2 , Rio Claro. **Anais...** Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 99-101.

BRITO, I.M., 1992. A Era Cenozóica na Geologia do Brasil. **Contribuição Didática n. 5: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 37 p.

BRITO, I.M., 1993. O aspecto moderno da carcinofauna da Formação Pirabas, Oligoceno-Mioceno do Estado do Pará. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **65**(1):57-61.

MUIZON, C. & BRITO, I.M., 1993. Le bassin calcaire de São José de Itaboraí (Rio de Janeiro, Brésil) ses relations fauniques avec le site de Tiupampa (Cochabamba, Bolivie). **Annales de Paleontologie**, Paris, **79**(3):233-265.

BRITO, I.M., 1993. Era Mesozóica: quando os répteis dominaram a Terra. **Contribuição Didática n. 6: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 41 p.

BRITO, I.M., 1994. Origem e evolução do homem. Paleontologia de Mamíferos. **Contribuição Didática n. 7: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 30 p.

CASSAB, R.C.T.; SANTOS, M.E.; FERNANDES, A.C.; BRITO, I.M.; CARVALHO, I.S.; COIMBRA, J.; MOURA, J.A.; DUARTE, L.; FREITAS, L.C.; HESSEL, M.H.; CARVALHO, M.S.; VIVIERS, M.C. & UESUGUI, N., 1994. The Sergipe Alagoas Basin. In: BEURLEN, G., CAMPOS, D. A. & VIVIERS, M. C. (Eds.) **Stratigraphy Range of Cretaceous Mega and Microfossils of Brasil.** Rio de Janeiro: Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio de Janeiro. p. 161-231.

SANTOS, M.E.; CASSAB, R.C.T.; BRITO, I.M.; CARVALHO, M.S.; CARVALHO, I.S.; DINO, R.; DUARTE, L.; FERNANDES, A.C.; HASHIMOTO, A.; UESUGUI, N.; VIVIERS, M.C. & WANDERLEY, M.D., 1994. The Potiguar Basin. In: BEURLEN, G., CAMPOS, D. A. & VIVIERS, M. C. (Eds.) **Stratigraphy Range of Cretaceous Mega and Microfossils of Brasil.** Rio de Janeiro: Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio de Janeiro, p. 273-310.

BRITO, I.M., 1995. A idade do Itaboraiano para mamíferos terciários da América do Sul. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **67**(3):337-341.

BRITO, I.M. & QUADROS, L.P., 1995. Retrabalhamento do Devoniano no Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **67**(4):493-496.

BERTHOU, P.Y.; BRITO, I.M.; CAMPOS, D.A. & DEPECHE, F., 1995. Le Bassin de Recôncavo Sud-Camamu: précisions et données nouvelles sur stratigraphie et le paléoenvironnement de la partie supérieure de la Formation Taipu-Mirim et sur la Formation Algodões. Implications paléogeographiques. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **68**(2):175-186.

BRITO, I.M.; CARVALHO, I.S.; VICALVI, M.A. & CARVALHO, M.G.P., 2000. Artrópodes. In: CARVALHO, I.S. (Ed.) **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Editora Interciências. p. 423-449.

BRITO, I.M., 2000. Equinodermas. In: CARVALHO, I.S. (Ed.) **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Editora Interciências. p. 453-465.

BRITO, I.M., 2001. **Geologia Histórica**. Uberlândia: Editora da Universidade Federal de Uberlândia. 412 p.

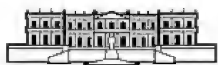
RESUMOS

BRITO, I.M., 1966. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos e devonianos da Bacia do Maranhão. II– Acritarcha Polygonomorphitae e Pteromorphitae. **Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, **1**:78-79.

BRITO, I.M., 1971. Duas espécies de crustáceos recentes na Formação Pirabas, Mioceno Inferior do Pará. **Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de São Paulo**, Boletim Especial, São Paulo, **1**:87-88.

BRITO, I.M., 1980. La sequence sedimentaire inferieure du Bassin Paleozoique du Parnaiba, Brésil. In: Congresso Geológico Internacional, 26, Paris. **Anais...** (1):251.

BRITO, I.M., 1983. Estratigrafia da Bacia do Paraná IV: As formações paleozóicas do flanco nordeste ocidental. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **55**(3):324-325.
BRITO, I.M., 1983. Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Copenhagen, **Abstracts...**, p.106-108.
BRITO, I.M., 1983. O estado atual do conhecimento dos equinóides fósseis do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 8, Rio de Janeiro, **Anais...**, p.42.
BRITO, I.M.; QUADROS, L.P. & CARDOSO, T.R.M., 1984. Nota sobre a ocorrência de palinomorfos paleozóicos no Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, **Anais...** p.42.
BRITO, I.M.; CARVALHO, M.G.P. & BRITO, P.M., 1988. Considerações sobre a paleontologia da formação Morro do Chaves, Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **60**(1):109-110.
BRITO, I.M., 1989. O discutível valor estratigráfico da paleoictiofauna de Tremembé, Estado de São Paulo. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 1, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleos Rio de Janeiro e São Paulo, Rio de Janeiro, **Anais...** p.11-12.
BRITO, I.M., 1989. Controvérsias sobre a idade dos gastrópodos fósseis da Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, Curitiba. **Atas...** p.411-418, 5 figs.
BRITO, I.M.; CARVALHO, M.G.P. & RODRIGUES, M.A., 1989. Nota preliminar sobre cnidário do Devoniano do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **61**(4):469.
BRITO, I.M., 1991. Formação Exu, Arajara ou Feira Nova Cretáceo da Bacia do Araripe. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **63**(1):93.
BRITO, I.M., 1991. Membro inferior da Formação Santana, Formação Crato ou Formação Araripe (Cretáceo da Bacia do Araripe). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **63**(1):93.
BRITO, I.M.; BERTHOU, P.Y. & AMEDRO, F., 1991. Revisão bibliográfica preliminar a um estudo dos amonitas albianos (Formação Riachoelo) da Bacia de Sergipe. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **63**(1):95.
BRITO, I.M., 1992. As sucesivas faunas de equinóides no Cretáceo e Cenozóico do Brasil e suas afinidades. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **64**(4):415-416.
BRITO, I.M.; CARVALHO, M.G.P. & BORGHI, L., 1992. *Actinophyllum* cf. *A. plicatum* Phillips (Medusae *Incertae Sedis*) do Devoniano do Estado do Pará. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **64**(4):416-417.
BRITO, I.M., 1995. O problemático limite Pleistoceno-Holoceno no Quaternário continental do Brasil. In: Congresso brasileiro de Paleontologia, 14, Uberaba. **Atas...**p.25.
BRITO, I.M., 1995. Retrabalhamento do Devoniano no Cretáceo inferior da Bacia do Araripe. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **67**(3):383-384.
BRITO, I.M. (1995)-A Idade do Itaboraiano para mamíferos terciários da América do Sul. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **67**(3):389-390.
BRITO, I.M., 1996. Controvérsias sobre a idade da Formação Tremembé, bacia do Paraíba, Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **68**(2):272-273.
BRITO, I.M.; MELLO, C.L. & MADEIRA, C.V., 1997. Avaliação do significado estratigráfico do termo Barreiras. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **69**(1):136-137.
BRITO, I.M., 1997. Considerações sobre o Terciário fossilífero do Brasil. I – Paleoceno e Eoceno. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **69**(1):142-143.
BRITO, I.M., 1997. Considerações sobre o Terciário fossilífero do Brasil. II – Oligoceno, Mioceno e Plioceno. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **69**(1):143.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.371-384, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

HISTÓRICO DA PALINOESTRATIGRAFIA MARINHA NO BRASIL COM ÊNFASE EM DINOFLAGELADOS CRETÁCEOS [1]

(Com 3 figuras)

MITSURU ARAI [2]

RESUMO: Até há cerca de uma década, os palinomorfos terrestres – sobretudo esporos e grãos de pólen – têm sido utilizados de modo quase exclusivo na Palinoestratigrafia do Cretáceo brasileiro. Isto se deveu aos fatores geo-econômico (o centro tradicional de exploração do petróleo brasileiro era o Recôncavo Baiano, uma bacia *rift* continental), cultural (os estrangeiros pioneiros que treinaram os primeiros palinólogos da PETROBRAS eram especialistas em palinomorfos terrestres) e técnico (o Cretáceo marinho, possuindo poucos afloramentos na área emersa, dificultou a iniciativa dos pesquisadores da comunidade acadêmica), além de uma certa dose de inércia (mesmo nas bacias com seções marinhas, o esquema palinoestratigráfico tradicional baseado em palinomorfos terrestres continuou sendo utilizado com resultados satisfatórios para a época). Mas, crucial para o desenvolvimento da Palinologia marinha no Cretáceo brasileiro foi o fator técnico. Comparando com palinomorfos marinhos do Devoniano brasileiro, cujos estudos estavam bem adiantados já nas décadas de 1940 e 1950, era gritante o atraso existente no conhecimento acerca de palinomorfos marinhos do Cretáceo do Brasil. Mesmo na década de 1960, quando a PETROBRAS iniciou a exploração das bacias marinhas da plataforma continental (*offshore*), o espaço para Palinoestratigrafia não se criou imediatamente, pois foram adotados prioritariamente foraminíferos e nanofósseis calcários. A mudança desse *status quo* ocorreu nos anos 70, com a descoberta de petróleo na Bacia de Campos, onde a primeira unidade litoestratigráfica a ser reconhecida como portadora de reservatório de petróleo foi a Formação Macaé, depositada em plataforma carbonática. Seu ambiente de mar restrito e raso, oferecendo condições desfavoráveis para a proliferação de foraminíferos e organismos produtores de nanofósseis calcários, ofereceu pouca resolução bioestratigráfica. Além disso, devido a menor aporte terrígeno – típico de plataforma carbonática –, a formação é pobre também em palinomorfos terrestres, o que obrigou os especialistas a darem mais atenção a palinomorfos marinhos, principalmente dinoflagelados. Decorridas quase três décadas, os dinoflagelados constituem hoje ferramenta indispensável na exploração de petróleo no Brasil, sobretudo na seção marinha do Cretáceo.

Palavras-chave: Palinoestratigrafia. Palinologia marinha. Cretáceo. Brasil.

ABSTRACT: Retrospective of Brazilian marine palynostratigraphy with emphasis on Cretaceous dinoflagellates.

As concerns the Brazilian Cretaceous, palynostratigraphy – palynology applied to biostratigraphy – was mainly based on terrestrial palynomorphs (mostly spores and pollen grains) until about a decade ago. This was due to the following factors: (1) for several decades, Brazilian petroleum exploration was focused on the Recôncavo Basin, where the sediment filling is essentially nonmarine; (2) some other basins, both of marine and nonmarine character, have yielded reasonable results through the application of traditional palynostratigraphy based only on terrestrial palynomorphs; (3) pioneer foreign palynologists (*e.g.*, H. Müller), who came to Brazil to train the earliest native biostratigraphers at PETROBRAS (Brazilian state-owned oil company), were all experts in spores and pollen grains; (4) marine Cretaceous rocks suitable to palynological study are poorly exposed in Brazilian onshore areas, so hampering investigations by Brazilian academicists who had no access to subsurface data. The last factor was particularly crucial in affecting the development of the Brazilian marine Cretaceous palynology. A striking contrast is noticed as the situation is compared to the study of Brazilian Devonian marine palynomorphs – mostly scolecodonts, chitinozoans and microphytoplankton. Here, investigations began as early as the forties and fifties (1940/1950's), supplied by abundant materials collected from the extensive outcrop areas on the borders of the great Paleozoic intracratonic basins, particularly the Paraná and Amazonas basins. During the sixties, PETROBRAS extended oil exploration to the Brazilian continental shelf (offshore areas). Nevertheless, at that time the company did not

[1] Submetido em 16 de abril de 2004. Aceito em 22 de julho de 2005.
[2] PETROBRAS/CENPES/PDEXP/BPA. Ilha do Fundão, Q-7, 21949-900. Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: arai@petrobras.com.br.

invest immediately in marine palinostratigraphy, because it was believed that biostratigraphic schemes based on foraminifers and calcareous nannofossils would be more efficient and reliable than palynology in Cretaceous marine sequences. This belief changed only in the seventies, when the commercial oil fields were discovered in the Campos Basin. The oil reservoirs identified at that time were within the Macaé Formation, a rock unit deposited in a carbonate shelf environment under restricted (hypersaline), shallow marine conditions. These environmental conditions were certainly hostile to the development and post-mortem preservation of foraminifers and calcareous nannofossil-producing algae. In result, no more than two or three biozones could be identified in the Macaé carbonate section on the basis of such organisms. Besides, carbonate shelf sediments, subject to only minor terrigenous input, are usually poor in terrestrial palynomorphs. After some initial attempts it was soon concluded that traditional palynostratigraphy, based mainly on terrestrial palynomorphs, was unsuitable to the zonation of the Macaé formation. On the other hand, the palynological content of some Macaé strata consists mainly (up to 100%) of such marine palynomorphs as dinoflagellates, acritarchs, and palynoforaminifers. Consequently, PETROBRAS recognized the importance of the development of a zonal framework based on these organisms. The first zonation was erected in 1976, using one acritarch and three dinoflagellate species to subdivide the Macaé Formation. Since the eighties, marine Cretaceous palynostratigraphy has made significant advances mainly due to the use of dinoflagellates. Hundreds of Cretaceous dinoflagellate index species have been introduced in PETROBRAS databanks, and more detailed zonal schemes incorporating several dinoflagellate-defined bio-horizons and zones are becoming widely applicable to all basins of the Brazilian continental margin.

Key words: Palynostratigraphy. Marine palynology. Cretaceous. Brazil.

INTRODUÇÃO

A Palinologia Aplicada à Bioestratigrafia – a Palinoestratigrafia – tem como objeto de estudo todos os tipos de palinomorfos. Estes, por sua vez, abrangem todas as estruturas de matéria orgânica identificáveis taxonomicamente ao microscópio, mesmo que os detalhes da classificação sejam baseados em critérios meramente morfológicos, sem compromisso com a sistemática natural. Basicamente, palinomorfos são relacionadas a estruturas oriundas de plantas vasculares (esporos e grãos de pólen), algas (*e.g.*, *Botryococcus* Kützing, 1849, *Pediastrum* Meyen, 1829, *Ovoidites* Potonié ex Krutzsch, 1959, *Chomotriletes* Naumova, 1939 e prasinofíceas diversas), fungos (hifas e esporos), cistos de protistas (dinocistos e a maioria dos acritarcos), foraminíferos (palinoforaminíferos = testas quitinosas de foraminíferos e seus moldes em betume sólido) e restos orgânicos de alguns metazoários (*e.g.*, quitinozoários, escolecodontes, graptolitos, copépodes e conchostráceos), entre outros.

No Brasil, até há cerca de uma década, a Palinoestratigrafia do Cretáceo era baseada principalmente em palinomorfos terrestres (sobretudo esporos e grãos de pólen). Segundo ARAI (1985a, b), esta restrição deveu-se aos seguintes fatores: (1) por várias décadas, o centro de atenção da palinoestratigrafia aplicada à exploração de petróleo brasileiro foi o Recôncavo Baiano, cuja bacia, essencialmente cretácea, experimentara uma sedimentação predominantemente não-marinha; (2) mesmo entre as bacias com seções marinhas, a maioria apresentou resultados satisfatórios com a aplicação do esquema palinoestratigráfico tradicional baseado em palinomorfos terrestres, já que o início da exploração *offshore* se deu em áreas de águas rasas, onde o aporte terrígeno é relativamente maior; (3) os estrangeiros pioneiros (*e.g.*, H. Müller) que treinaram os primeiros palinólogos da PETROBRAS eram especialistas em palinomorfos terrestres; (4) o Cretáceo marinho no Brasil tem poucos afloramentos na área emersa (*onshore*), o que dificultou bastante a iniciativa dos pesquisadores da comunidade acadêmica. O Cretáceo marinho aflorante é raro em terras brasileiras, podendo suas ocorrências ser enumeradas rapidamente (de norte a sul): formações Codó e Itapecuru (*pars*), nas bacias de São Luís e do Parnaíba; Grupo Apodi, na Bacia Potiguar; Formação Santana, na Bacia do Araripe; Formação Gramame, na Bacia de Pernambuco-Paraíba; formações Muribeca, Riachuelo, Cotinguiba e Calumbi, na Bacia de Sergipe; Formação Algodões, na Bacia de Camamu e Formação Urucutuca, na Bacia de Almada. Este fato foi crucial para o desenvolvimento da Palinologia marinha no Cretáceo brasileiro, pois o acesso ao material litológico de subsuperfície das bacias submersas da margem continental brasileira – que, além de ser mais rico, abrange maior gama de intervalo estratigráfico –, era conseguido praticamente de modo exclusivo pelas atividades de exploração

petrolífera da PETROBRAS. Para vislumbrar quão efetivo foi este fator, basta comparar com os estudos de palinomorfos marinhos do Devoniano brasileiro – sobretudo escolecodontes, quitinozoários e microfitoplâncton (prasinofíceas e acritarcos) –, os quais tinham tido seu advento ainda nos anos 40 e 50 (*e.g.*, LANGE, 1947, 1949a, b, 1950, 1952; SOMMER, 1953, 1956), servindo-se das extensas faixas de afloramentos nas bordas das grandes bacias paleozóicas do Paraná e Amazonas.

Nos anos 60, a PETROBRAS iniciou a exploração das bacias cretáceas da plataforma continental (*offshore*), mas o espaço para Palinoestratigrafia não se criou imediatamente. Havia a crença de que, nas seções marinhas, os arcabouços bioestratigráficos baseados em foraminíferos e nanofósseis calcários seriam mais eficientes.

Todo esse quadro veio a sofrer mudanças nos anos 70, com a descoberta de petróleo na Bacia de Campos, onde a primeira unidade litoestratigráfica a ser reconhecida como portadora de reservatório de petróleo foi a Formação Macaé, depositada em plataforma carbonática. Seu ambiente, sendo de mar restrito e raso, deve ter oferecido condições um tanto hostis para a proliferação de foraminíferos e organismos produtores de nanofósseis calcários, assim como para sua preservação. De fato, dentro da seção carbonática da formação, estes organismos não têm sido capazes de oferecer mais do que duas ou três unidades bioestratigráficas. É também sabido que ambiente de plataforma carbonática caracteriza-se pela deficiência de aporte terrígeno. Não tardou a perceber-se que o arcabouço palinoestratigráfico tradicional (*e.g.*, esquema de REGALI, UESUGUI & SANTOS, 1974a, b) baseado sobretudo em palinomorfos terrestres também era pouco útil para a exploração da Formação Macaé (Fig.1). Alguns níveis dentro da formação revelaram conter até 100% de palinomorfos marinhos (dinoflagelados, acritarcos e palinoforaminíferos). Assim, a PETROBRAS sentiu a necessidade de elaborar um esquema baseado principalmente nesses organismos. O primeiro arcabouço baseado essencialmente em palinomorfos marinhos foi proposto por UESUGUI (1976), que adotou três espécies de dinoflagelados e uma de acritarco, para subdividir a Formação Macaé. Desde o final dos anos 80, vem se experimentando grandes progressos na Palinoestratigrafia marinha baseada principalmente em dinoflagelados. Atualmente, no cadastro da PETROBRAS existem centenas de dinoflagelados-guias do Cretáceo. E, hoje, os esquemas palinoestratigráficos com ampla incorporação de espécies de dinoflagelados passaram a ser utilizados na maioria das bacias da margem continental brasileira.



Fig.1- *Cartoon* mostrando a razão da escassez de palinomorfos continentais na Formação Macaé, Bacia de Campos (desenho do autor).

PALINOESTRATIGRAFIA MARINHA DO CRETÁCEO

Quando se fala em Palinoestratigrafia marinha no Cretáceo, resume-se praticamente em Bioestratigrafia baseada em dinocistos (cistos de dinoflagelados). Isto porque, no Mesozóico, os palinomorfos marinhos que prosperaram no Paleozóico se tornam decadentes e numericamente insignificantes – como no caso de acritarcos – ou, senão, totalmente extintos – como nos casos de quitinozoários e graptolitos. Já os dinoflagelados, surgidos no final do Triássico, tiveram seu auge no Cretáceo (Fig.2). Em função da ocorrência abundante e diversificada e da existência de um número elevado de fósseis-guias eficientes, os dinocistos são amplamente utilizados na palinoestratigrafia marinha do Cretáceo.

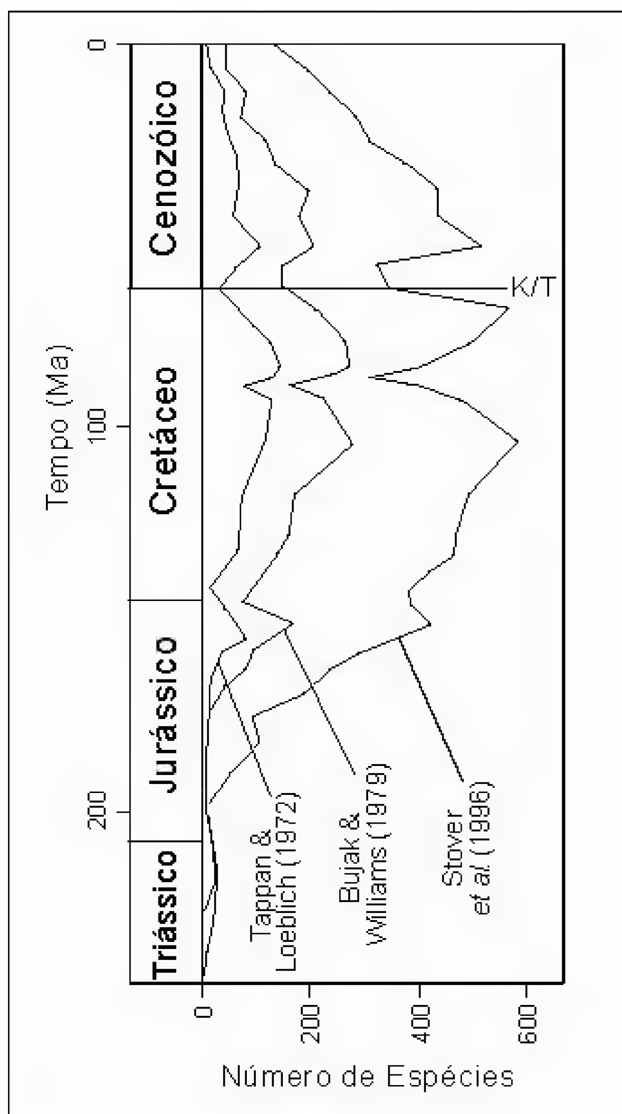


Fig.2- Variação do número de espécies de dinoflagelados ao longo do tempo geológico (MacRAE, 2002). Observar a nítida tendência de declínio no Cenozóico. (K/T) limite Cretáceo – Terciário.

Além de dinocistos, têm presença marcante no Cretáceo marinho os palinoforaminíferos, cuja aplicação estratigráfica ainda se encontra em estágio embrionário. Tentativas pioneiras de sua utilização prática foram realizadas por ARAI & KOUTSOUKOS (1997, 1998).

Além de dinocistos e palinoforaminíferos, a Palinologia marinha do Cretáceo pode contar ainda com escolecodontes, acritarcos e restos de copépodes.

Escolecodontes típicos são, na maioria, representados por mandíbulas de anelídeos poliquetas, mas não se descarta a possibilidade de alguns deles serem rádulas de gastrópodes, conforme sugerido pelas ilustrações do trabalho de CALVO (1987), as quais mostram identidade com alguns escolecodontes que vêm sendo observados no Cretáceo. A aplicação estratigráfica dos escolecodontes ainda está em estágio embrionário, pois a maioria dos trabalhos publicados a respeito é dedicada mais à taxonomia (SZANIAWSKI, 1996). No Brasil, os únicos trabalhos de cunho bioestratigráfico adotando fósseis-guias de escolecodontes foram realizados no Terciário da Bacia do Ceará (REGALI, 1980) e da Bacia do Pará-Maranhão (REGALI, 1981).

Nos estratos cretáceos, os acritarcos não apresentam o mesmo brilho do Paleozóico. Conhecem-se poucos táxons de acritarcos cretáceos no Brasil, tendo sido registrados até o momento apenas os seguintes gêneros: *Crassosphaera* Cookson & Manum, 1960, *Cyclopsiella* Drugg & Loeblich Jr., 1967, *Micrhystridium* Deflandre, 1937, *Nummus* Morgan, 1975, *Pterospermella* Eisenack, 1972, *Tarsisphaeridium* Riegel, 1974, *Tasmanites* Newton, 1875 e *Veryhachium* Deunff, 1954. Destes, apenas uma espécie de *Cyclopsiella* – aquela denominada "Acritarcha ? sp." por UESUGUI (1976) e "*Cyclopsiella mura*" por BOTELHO NETO (1996) – tem importância estratigráfica, por ser fóssil-guia do Intervalo Alfa (Albiano inferior a médio).

Restos de copépodes (ovos e fragmentos de exoesqueleto) são comuns em sedimentos quaternários (VAN WAVEREN, 1992, 1994; VAN WAVEREN & MARCUS, 1993). No Cretáceo, os registros de ovos de copépodes no Albiano das bacias de Campos e Santos (ARAI, 2000) e no Aptiano da Bacia do Parnaíba (ANTONIOLI, 2001) são os únicos documentados. Ainda é cedo para avaliar a potencialidade estratigráfica desses ovos, mas, segundo ARAI (2000), os picos quantitativos anômalos desses palinomorfos podem servir como ferramenta de correlação.

BREVE HISTÓRICO DO ESTUDO DE DINOFLAGELADOS FÓSSEIS

Embora dinoflagelados fósseis sejam conhecidos desde o século XIX (*e.g.*, EHRENBERG, 1838; READE, 1839; WHITE, 1842; MANTELL, 1850), eles passaram a ser estudados com critério somente a partir da década de 1930, graças aos esforços dos pioneiros (*e.g.*, DEFLANDRE, 1934; EISENACK, 1935; LEFÈVRE, 1933; O. WETZEL, 1933). Desde então, trabalhos importantes de vários autores passaram a ser publicados ininterruptamente, com exceção do período da Segunda Guerra Mundial (1939 – 1945). O estudo tomou novo impulso com a publicação do trabalho de EVITT (1961) que, por meio de minuciosa análise de tabulação das tecas de dinoflagelados, estabeleceu a relação existente entre os dinoflagelados e as "histricosferas". Estas são nada mais que cistos condensados de dinoflagelados e, até então, recebiam um tratamento sistemático à parte, sendo colocadas ao lado dos acritarcos *incertae sedis*. Mas, esquemas bioestratigráficos baseados exclusivamente em dinocistos no Cretáceo surgiram somente a partir dos anos 60 (*e.g.*, CLARKE & VERDIER, 1967; DUXBURY, 1977; WILLIAMS, 1977; DAVEY, 1979), em função da intensificação da exploração petrolífera das bacias marinhas de margens continentais.

Graças ao acúmulo de dados levantados desde então, existem atualmente esquemas bioestratigráficos baseados exclusivamente em dinocistos, cuja aplicabilidade chega a ser de abrangência quase global (*e.g.*, WILLIAMS & BUJAK, 1985; HELBY, MORGAN & PARTRIDGE, 1987; POWELL, 1992).

ESTUDO DE DINOFLAGELADOS PRÉ-QUATERNÁRIOS NO BRASIL

MENDES (1960), em seu respeitável e pioneiro livro didático de Paleontologia, já reservava algumas linhas para fazer menção ao dinoflagelado, classificando-o dentro do "Phylum Pyrrophycophita" na taxonomia botânica, mas nada comentou sobre sua ocorrência no Brasil.

REGALI (1971) fez um trabalho de cunho bioestratigráfico baseado em palinomorfos dos sedimentos cenozóicos da foz do Amazonas, incluindo seis táxons de dinoflagelados entre 86 palinomorfos *lato sensu*. O Cretáceo não constituiu o objeto deste estudo.

REGALI, UESUGUI & SANTOS (1973) elaboraram uma síntese dos conhecimentos até então obtidos pelos palinólogos da Petrobras, em seções mesozóicas e cenozóicas das bacias da margem continental brasileira, apresentando um esquema palinoestratigráfico com 42 biozonas baseadas em 226 táxons distribuídos do Cretáceo Inferior ao Terciário, sendo 18 deles dinoflagelados, e destes, cinco provenientes do Cretáceo (*Deflandrea striata* Drugg, 1967, *Gymnodinium nelsonense* Cookson, 1956, *Hystrichosphaeridium espiritosantensis* Regali, Uesugui & Santos, 1974, *Palaeocystodinium* sp. A e *Palaeocystodinium* sp. B). Este trabalho tornou-se público no ano seguinte (REGALI, UESUGUI & SANTOS, 1974a, b).

HERNGREEN (1975), após estudar palinologicamente amostras de testemunho de vários poços das bacias de Barreirinhas e Sergipe/Alagoas, apresentou um trabalho figurando cerca de 20 táxons de dinoflagelados, além de outras dezenas de grãos de pólen, todos do Cretáceo. O autor propôs uma espécie nova de dinocisto: *Senegalinium sergipense* Herngreen, 1975.

UESUGUI (1976) estabeleceu um esquema bioestratigráfico no intervalo Albiano – Santoniano da Bacia de Campos, baseando-se em 23 formas de palinomorfos, sendo quatro de dinoflagelados. Este trabalho, embora inédito, constituiu um marco na Palinoestratigrafia marinha do Cretáceo no Brasil, pois ele propôs as unidades bioestratigráficas (intervalos Alfa e Beta) baseadas exclusivamente em palinomorfos marinhos onde nenhuma ferramenta bioestratigráfica havia sido capaz de estabelecer uma subdivisão.

LIMA (1978) realizou um estudo palinológico da Formação Santana (Albo-aptiano da Bacia do Araripe), baseando-se em 224 espécies de palinomorfos, sendo quatro de dinoflagelados. O autor reconheceu também a existência de palinoforaminíferos.

REGALI (1978) estudou palinologicamente a coluna estratigráfica da Bacia de Cassiporé por meio de 114 formas de palinomorfos, sendo 22 de dinoflagelados. A maioria dos palinomorfos provêm do Terciário, sendo *Gymnodinium nelsonense* o único táxon de dinoflagelado cretáceo.

BRITO (1979) fez breve menção de ocorrência de dinoflagelado no Mioceno da Bacia de Pelotas.

REGALI (1980) publicou um esquema bioestratigráfico estabelecido para a seção cretácea/ terciária da Sub-bacia de Mundaú (Bacia do Ceará), por meio de 54 formas de palinomorfos, as quais incluíam nove dinoflagelados.

O ano de 1980 foi marcado também pela vinda ao Brasil do Prof. William Antony Sarjeant (Universidade de Saskatchewan, Canadá) que fez

uma breve visita ao Laboratório de Micropaleontologia da PETROBRAS (então pertencente ao DEXPRO/DIVEX/SEGEL/LACEX-Laboratório Central de Exploração, Rio de Janeiro), para introduzir os palinólogos da empresa no mundo de dinoflagelados. Receberam esse treinamento os geólogos Armando Teruo Hashimoto, Marília da Silva Pares Regali, Mitsuru Arai, Namio Uesugui, Solange Mello Gonzaga e Sônia Silveira.

ARAI (1981) realizou um trabalho palinoestratigráfico de alta resolução no reservatório petrolífero aptiano do Campo de Riachuelo (Estado de Sergipe), estabelecendo um esquema bioestratigráfico local baseado em 32 formas de palinomorfos, sendo seis de dinoflagelados. Estes dados foram incorporados no trabalho de ABREU *et al.* (1982) que integrou com dados sedimentológicos e petrográficos, concluindo que o aparecimento de dinoflagelados na área coincide praticamente com o surgimento de outras evidências de influência marinha, tais como a microfauna de miliolídeos e tapetes algáceos (*algal mats*) constituídos por cianobactérias.

UESUGUI (1981), após a conclusão do estágio junto ao Prof. William A. Sarjeant, na Universidade de Saskatchewan (Canadá), elaborou um relatório inédito, cujo texto constitui uma verdadeira iniciação ao estudo de dinocistos. O relatório incluiu também a análise bioestratigráfica da seção terciária de um poço da Bacia de Campos, realizada exclusivamente com base em elementos fitoplanctônicos (30 táxons de dinoflagelados e um de acritarco).

RIBEIRO-HESSEL (1982), em seu livro didático, expôs resumidamente a natureza biológica de dinoflagelado e mostrou sua importância estratigráfica. A autora, no entanto, pecou ao cometer a clássica confusão entre dinocistos e histricosferídeos, citando como exemplos os acritarcos devonianos da Formação Inajá (Bacia de Jatobá).

REGALI & GONZAGA (1982), estudando a palinoestratigrafia da Bacia Potiguar, identificaram 20 táxons de dinoflagelados em meio a 127 formas de palinomorfos *lato sensu*. Por meio das distribuições vertical e horizontal de dinocistos, as autoras demonstraram a oscilação de domínio marinho ao longo do intervalo de tempo compreendido entre o Aptiano e o Terciário. O trabalho foi publicado em REGALI & GONZAGA (1985).

REGALI, UESUGUI & LIMA (1983) efetuaram um estudo palinoestratigráfico na seção do Aptiano ao Mioceno da Bacia de Barreirinhas, utilizando 144 formas de palinomorfos, três das quais de dinoflagelados. O trabalho tornou-se público em REGALI, UESUGUI & LIMA (1985).

AZEVEDO *et al.* (1987) aprimoraram a parte neo-albiana do arcabouço bioestratigráfico de UESUGUI (1976), subdividindo o Intervalo Beta em Beta-0 (Zona Din-D/ Din-H) e Beta-1 (Zona *Hystrichosphaeridium maranhensis* Regali, Uesugui & Santos, 1974).

Em 1988, aconteceu um marco histórico: a vinda da Dra. Edwige Masure da Universidade Pierre et Marie Curie (Paris VI, França), especialista em dinoflagelados do Cretáceo. Ela veio ao Laboratório de Micropaleontologia do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (então CENPES/DIVEX/SEBIPE). A Dra. Masure retornou ao Brasil em 1991 e serviu de consultora ao projeto que estava em andamento na PETROBRAS, além de proferir uma palestra no XII Congresso Brasileiro de Paleontologia realizado em São Paulo. Tiveram contato com a pesquisadora os geólogos Armando Teruo Hashimoto, Cecília Cunha Lana, Elizabete Pedrão, Francisco Henrique de Oliveira Lima, José Botelho Neto, Mitsuru Arai, Namio Uesugui e Paulo Roberto Silva Santos.

ARAI & UESUGUI (1989), incorporando novos conhecimentos taxonômicos, rebatizaram as unidades bioestratigráficas albianas definidas por UESUGUI (1976): Zona de *Cyclopsiella* sp. (= Intervalo Alfa), Zona de *Ovoidinium diversum* Davey, 1979 (= Intervalo Beta-0) e Zona de *Oligosphaeridium* aff. *complex* (= Intervalo Beta-1).

REGALI (1989) definiu algumas ecozonas caracterizáveis por meio de associações palinológicas observadas na Bacia do Ceará. Duas delas são definidos por dinoflagelados: a Ecozona *Subtilisphaera* spp., do mar epicontinental restrito do Aptiano; e a Ecozona *Canningia colliveri* Cookson & Eisenack, 1960 / *Coronifera oceanica* Cookson & Eisenack, 1958, de ambiente marinho nerítico do Albiano.

LANA & BOTELHO NETO (1989), por meio da comparação das associações de dinoflagelados, diferenciadas entre as bacias de Santos e Potiguar, confirmaram a existência de provincialismo caracterizável por dinoflagelados em bacias brasileiras marinhas no Neocretáceo.

ARAI (1990) apresentou um inventário preliminar dos dinocistos encontrados na Formação Macaé (Albo-cenomaniano da Bacia de Campos).

ARAI & COIMBRA (1990), identificando níveis ricos em dinoflagelados dentro da Formação Santana (Albo-aptiano da Bacia do Araripe), interpretaram eventos de floração fitoplanctônica (*blooms*)

relacionados a episódios de ingressão marinha naquela bacia.

ARAI (1991a, b, 1992, 1993) elaborou um inventário mais completo de dinoflagelados albianos da Bacia de Campos e apresentou uma proposta de zoneamento baseado exclusivamente em dinoflagelados, subdividindo o Albo-cenomaniano em nove unidades bioestratigráficas (cinco baseadas em níveis de aparecimento e quatro baseadas em níveis de extinção).

ARAI (1994) fez um inventário dos dinoflagelados do Cretáceo Superior (intervalo Turoniano – Maastrichtiano) da Bacia de Campos, subdividindo-o em 18 unidades bioestratigráficas (cinco baseadas em níveis de aparecimento e 13 baseadas em níveis de extinção).

ARAI, LANA & PEDRÃO (1994, 1996) realizaram um levantamento das ocorrências da Ecozona *Subtilisphaera* spp. em várias bacias da orla do Atlântico Sul primitivo do Eocretáceo, reconhecendo a ecozona como registro de um bioevento intercontinental.

ARAI, SHIMABUKURO & VIVIERS (1996) efetuaram uma análise bioestratigráfica minuciosa do Vraconiano (parte superior do Albiano superior), destacando a importância estratigráfica de dinoflagelados.

BOTELHO NETO (1996), em sua dissertação de mestrado, reconheceu por meio de elementos microfitoplanctônicos as palinozonas B, C e D – respectivamente equivalentes às biozonas de *Muderongia* cf. *pariata* Duxbury, 1983, *Cyclopsiella* sp. e *Ovoidinium diversum* –, além de identificar mais de uma dezena de táxons de dinoflagelados na coluna estratigráfica do Cretáceo da Bacia do Espírito Santo.

ARAI & BOTELHO NETO (1996), integrando os dados levantados nas bacias do Sul/Sudeste (Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo), propuseram para o Cretáceo dessas regiões um arcabouço constituído por 16 biozonas baseadas exclusivamente em dinocistos.

ARAI (1997) apresentou um inventário dos dinocistos miocênicos presentes no nível marinho da parte inferior do Grupo Barreiras do nordeste do Estado do Pará.

ARAI & MASURE (1997) efetuaram o inventário mais completo jamais realizado do Vraconiano da Bacia de Campos, apresentando cerca de 70 táxons de dinocistos.

LANA (1997), em sua dissertação de mestrado que versou sobre a palinoestratigrafia integrada do intervalo Cenomaniano – Turoniano da Bacia Potiguar, utilizou mais de 100 táxons de palinomorfos, sendo 60 de dinocistos. A autora aprofundou também na caracterização paleoambiental das associações. Este enfoque foi destacado no trabalho de LANA (1998).

ANTONIOLI (1998), estudando o Albo-Aptiano da Bacia do Ceará, identificou quatro táxons de dinocistos em meio a 154 de palinomorfos *lato sensu*.

ARAI *et al.* (1998a, b, c, 2000) ao reunir todos os dados de ocorrências de dinoflagelados cretáceos em diversas bacias do Brasil, mostrou a evolução de provincialismo no Atlântico Sul no decorrer do Cretáceo.

LANA & PEDRÃO (2000a) e PEDRÃO & LANA (2000), estudando o Aptiano inferior da Bacia de Almada, identificaram o registro mais antigo da Ecozona *Subtilisphaera* spp. no Brasil. No material investigado, LANA & PEDRÃO (2000b) reconheceram a predominância de uma espécie nova: a *Subtilisphaera almadaensis* Lana & Pedrão, 2000.

ARAI (2001a) apresentou um trabalho que sintetiza o valor estratigráfico dos dinocistos pertencentes ao gênero *Odontochitina* no Cretáceo do Brasil.

ANTONIOLI (2001), na sua tese de doutorado, identificou a Ecozona *Subtilisphaera* spp. na Formação Codó (Albo-aptiano da Bacia do Parnaíba). No material investigado, a autora reconheceu a predominância de uma espécie nova: a *Subtilisphaera codoensis* Antonioli, 2001. Convém lembrar que este registro da ecozona é que faltava para comprovar a conexão via Bacia do Parnaíba do mar Albo-aptiano entre a Bacia de São Luís e a Bacia do Araripe, como havia conjeturado ARAI (2001b). O significado paleogeográfico do registro foi destacado por ANTONIOLI & ARAI (2002).

CARVALHO (2001), ao estudar seções testemunhadas das formações Muribeca e Riachuelo (Albo-aptiano) de dois furos de sondagem na Bacia de Sergipe, identificou 72 táxons de palinomorfos *lato sensu*, sendo destes 20 dinoflagelados.

LANA & ROESNER (2002) identificaram 61 táxons de dinocistos e definiram 10 biozonas de dinoflagelados no intervalo Aptiano – Maastrichtiano das bacias do Ceará e Potiguar.

LANA, ARAI & ROESNER (2002) fizeram análise comparativa entre os esquemas de ARAI & BOTELHO NETO (1996) e LANA & ROESNER (2002), destacando em esquemas bioestratigráficos do Cretáceo similaridades e diferenças entre as bacias das margens equatorial e do Sudeste do Brasil.

SARKIS (2002), em sua tese de doutorado, fez levantamento detalhado de dinocistos presentes na adjacência do limite Cretáceo – Terciário da Pedreira Poty, Bacia de Pernambuco-Paraíba, identificando 84 espécies de dinocistos. A síntese bioestratigráfica da tese foi apresentada em SARKIS, ARAI & KOUTSOUKOS (2002).

MASURE & ARAI (2003) efetuaram um inventário detalhado de dinoflagelados presentes na seção do Albiano ao Turoniano de um poço da Bacia de Santos, registrando 63 táxons.

ARAI (2003) apontou a necessidade de revisão de alguns táxons de dinoflagelados, citando o exemplo do mórfon *Oligosphaeridium complex* (White, 1842).

ARAI & LANA (2004) elaboraram um histórico sobre o estudo de dinoflagelados fósseis no Brasil, dando destaque na sua aplicação à Geologia de Petróleo.

FERREIRA (2004), em sua tese de doutorado, realizou estudos palinoestratigráficos e paleoambientais do intervalo Paleoceno – Eoceno da Formação Calumbi (Bacia de Sergipe), tendo como ferramenta principal os dinocistos.

ARAI (2004) registrou a ocorrência de seis eventos de floração (*blooms*) de dinoflagelados no Cretáceo marinho do Brasil e destacou sua importância sob aspectos paleoecológicos e bioestratigráficos.

A EVOLUÇÃO DA PALINOESTRATIGRAFIA MARINHA DO CRETÁCEO NO BRASIL

Analisando o histórico da evolução do estudo de dinoflagelados fósseis no Brasil, pode-se afirmar que a Palinoestratigrafia marinha do Cretáceo teve três momentos históricos. O primeiro foi, sem dúvida, a proposição dos intervalos Alfa e Beta que introduziu a subdivisão inédita para o Albiano da Bacia de Campos (UESUGUI, 1976). Este arcabouço recebeu aprimoramento por AZEVEDO *et al.* (1987) que introduziram as subdivisões do Intervalo Beta (Beta-0 e Beta-1) e por ARAI & UESUGUI (1989) que efetuaram as correções necessárias na nomenclatura taxonômica relativa aos fósseis-guias dos Intervalos Alfa, Beta-0 e Beta-1.

O segundo ciclo é representado pela série de trabalhos do autor – ARAI (1990, 1992, 1994) – que, juntos, consolidaram o biozoneamento baseado exclusivamente em dinoflagelados para todo o Cretáceo marinho da Bacia de Campos. Também foi nessa segunda fase que houve aprimoramento significativo no levantamento taxonômico. O número de táxons de dinoflagelados saltou de 30, no final da década de 1980, para cerca de 180, nos meados da década de 1990 (Fig. 3). Além disso, efetuou-se uma exaustiva arrumação taxonômica, tomando como padrão a lista de gêneros e espécies de LENTIN & WILLIAMS (LENTIN & WILLIAMS, 1973, 1975, 1977, 1981, 1985, 1989, 1993; WILLIAMS, LENTIN & FENSOME, 1998).

O terceiro ciclo é constituído pela expansão da aplicação do zoneamento para além do limite da Bacia de Campos. Não tardou a descobrir-se que o arcabouço bioestratigráfico nascido nessa bacia serviria para todas as bacias costeiras do Sul e Sudeste, como foi provado por ARAI & BOTELHO (1996). Com o avanço de estudos, foram propostos esquemas bioestratigráficos de dinoflagelados em outras regiões do país: Bacia Potiguar (LANA, 1997) e Bacia do Ceará (LANA & ROESNER, 2002). Com o levantamento das associações de diversas bacias, houve amadurecimento no estudo de provincialismo paleobiogeográfico (ARAI *et al.*, 1998a, b, c; 2000), cujo estudo pioneiro no Brasil havia sido ensaiado por LANA & BOTELHO (1989). Com a conscientização da existência de provincialismo, passou-se a valorizar arcabouços regionais diferentes daqueles utilizados nas bacias do Sul/Sudeste, tendo, no entanto, sempre uma preocupação em calibrar os bio-horizontes em relação à escala cronoestratigráfica padrão. O exemplo deste esforço pode ser apreciado no trabalho de LANA, ARAI & ROESNER (2002), que fizeram um estudo comparativo das sucessões de associações de dinoflagelados entre as bacias da margem equatorial e as do Sudeste.

CONCLUSÕES

No Brasil, embora algumas aplicações bioestratigráficas de dinoflagelados tenham sido ensaiadas antes (*e.g.*, REGALI, 1971; REGALI, UESUGUI & SANTOS, 1974 a,b; REGALI, 1980), a proposição de esquemas baseados exclusivamente em dinoflagelados aconteceu somente a partir dos anos 90 (ARAI, 1992, 1994; ARAI & BOTELHO NETO, 1996; LANA & ROESNER, 2002; LANA, ARAI & ROESNER, 2002). Sem dúvida alguma, a necessidade exploratória na Bacia de Campos foi um grande estímulo primordial, pois os primeiros reservatórios ali reconhecidos eram do Albo-cenomaniano, onde palinomorfos marinhos desempenharam papel importante, já que os fósseis-guias tradicionais de REGALI, UESUGUI & SANTOS (1974 a,b) têm ocorrência discreta no Cretáceo médio das bacias do Sul e Sudeste do Brasil.

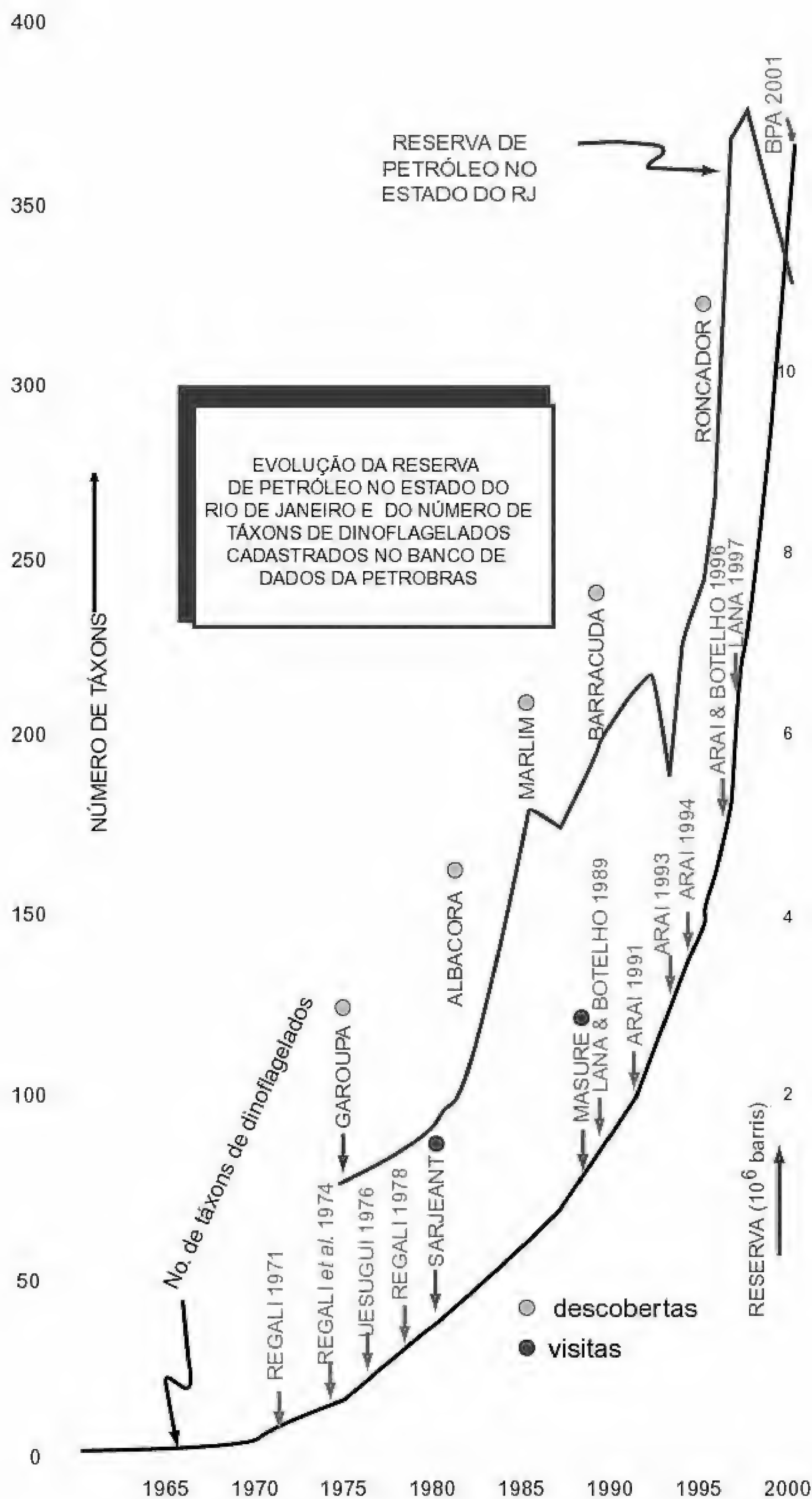


Fig.3- Gráfico mostrando o paralelismo entre a evolução da reserva de petróleo no estado do Rio de Janeiro e o crescimento do número de táxons de dinoflagelados fósseis identificados no Brasil (extraída do painel de ARAI, 2001c).

Com o avanço da atividade exploratória em direção às áreas de águas profundas nas últimas décadas, os estratos atravessados por poços perfurados também passaram a representar paleoambientes marinhos cada vez mais profundos. Hoje, não é exagero afirmar que, se não houvesse a consecução do zoneamento baseado em dinoflagelados, o exercício de bioestratigrafia no Cretáceo médio marinho (Aptiano – Turoniano) estaria seriamente comprometido, já que nesse intervalo os outros métodos bioestratigráficos (palinologia tradicional, nanofósseis calcários e foraminíferos) revelaram-se menos eficientes.

São inúmeros os feitos bioestratigráficos devidos exclusivamente a dinoflagelados, sendo de especial destaque os seguintes:

1. Reconhecimento de incursão marinha precoce já no Eoaptiano (*e.g.*, LANA & PEDRÃO, 2000a, b; PEDRÃO & LANA, 2000);
2. Identificação de evidências de ingressão marinha incipiente, como aconteceu no estudo do Campo de Riachuelo (ABREU *et al.*, 1982);
3. Subdivisão do Albo-cenomaniano das bacias de Campos e Santos em pelo menos cinco unidades bioestratigráficas (ARAI, 1992);
4. Demarcação segura do topo do Campaniano nas bacias do Sul/Sudeste do Brasil (ARAI & BOTELHO NETO, 1996).

REFERÊNCIAS

ABREU, C.J; FALCONI, C.M.O.; ARAI, M.; PIMENTEL, A.M.P. & ANJOS, S.M.C., 1982. Sedimentação dos reservatórios petrolíferos do Campo de Riachuelo, Bacia de Sergipe/Alagoas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais...** Salvador, SBG, v.5: p.2300-2313.

ANTONIOLI, L., 1998. **Estudo palinológico da seção aptiana-eoalbiana da Bacia do Ceará, Nordeste do Brasil: sistemática, bioestratigrafia e paleoambientes**. Rio de Janeiro-RJ. Dissertação de Mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, 151 p., 23 est., 1 anexo.

ANTONIOLI, L., 2001. **Estudo palinocronoestratigráfico da Formação Codó - Cretáceo Inferior do Nordeste Basileiro**. Rio de Janeiro-RJ. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, 265p.

ANTONIOLI, L. & ARAI, M. 2002. O registro da Ecozona *Subtilisphaera* na Formação Codó (Cretáceo Inferior da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil): seu significado paleogeográfico. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6., São Pedro-SP, 2002. **Boletim...** Rio Claro, UNESP. p.25-30.

ARAI, M., 1981. **Projeto Riachuelo: Palinoestratigrafia**. Rio de Janeiro, PETROBRAS. CENPES. LABOR. SEPALE (Relatório Interno).

ARAI, M., 1985a. Dinoflagelados fósseis: um grupo ainda pouco utilizado na reconstituição geohistórica da margem atlântica brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 9., Fortaleza, 1985. **Resumo das Comunicações**, p.34.

ARAI, M., 1985b. Dinoflagelados fósseis: uma ferramenta pouco utilizada na reconstituição geoistórica da margem atlântica brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 9., Fortaleza, 1985. **Anais...** (texto em minuta, inédito).

ARAI, M., 1990. Dinoflagelados fósseis do Cretáceo médio da Bacia de Campos. **Paleobotânica Latinoamericana** (Circular Informativa ALPP), 9(1): p.5. (resumo).

ARAI, M., 1991a. **Dinoflagelados do Cretáceo médio da Bacia de Campos**. Rio de Janeiro. PETROBRÁS. CENPES. DIVEX. SEBIPE (Relatório de Progresso do Projeto Dinoflagelado- Parte 1).

ARAI, M., 1991b. O gênero *Litosphaeridium* (Dinophyceae) e sua contribuição à cronoestratigrafia do Cretáceo médio da Bacia de Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 12., São Paulo, 1991. **Boletim de Resumos**, p.90.

ARAI, M., 1992. Dinoflagellates from the middle Cretaceous in the offshore Campos Basin, southeastern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCICAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro-SP, 1992. **Resumos Expandidos...**, p.27-29.

ARAI, M., 1993. **Dinoflagelados do Cretáceo médio da Bacia de Campos**. Rio de Janeiro. PETROBRÁS. CENPES. DIVEX. SEBIPE, 60p., 9 figs., 4 ests., anexos (Relatório Final do Projeto 01.02.44).

ARAI, M., 1994. Dinoflagelados do Cretáceo Superior (Turoniano – Maastrichtiano) da Bacia de Campos, plataforma continental do Sudeste Brasileiro. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro-SP, 1994. **Boletim...** Rio Claro, UNESP. p.59-61.

ARAI, M., 1997. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras do Nordeste do Estado do Pará (Brasil). **Revista Universidade de Guarulhos, Geociências**, Ano II (Número Especial): 98-106.

ARAI, M., 2000. Ocorrências de ovos de copépodes em associações palinológicas do Albiano das bacias de Santos e Campos (plataforma continental do Sudeste do Brasil). **Revista Universidade de Guarulhos, Geociências** V (Número Especial): 93-97.

ARAI, M., 2001a. O gênero *Odontochitina* Deflandre, 1937 (Pyrrhophyta, Dinophyceae) no Cretáceo das bacias da margem continental brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17., Rio Branco – AC, 2001, **Boletim de Resumos** , p.64.

ARAI, M., 2001b. Palinologia de depósitos cretáceos no Norte e Meio-Norte do Brasil: histórico e estado-de-arte. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. & TRUCKENBRODT, W. (Eds.) **O Cretáceo na Bacia de São Luís - Grajaú**. Belém: MPEG Editoração, Coleção Friedrich Katzer, p.175-189.

ARAI, M., 2001c. Bacia de Campos: o berço da Palinoestratigrafia marinha do Cretáceo brasileiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., Rio de Janeiro, 2001. **Boletim de Resumos**, Rio de Janeiro, SBG-Núcleo RJ/ES (CD-ROM).

ARAI, M., 2003. Revisão do mórfon *Oligosphaeridium complex* (White, 1842), Pyrrhophyta, Dinophyceae: sua implicação na palinoestratigrafia e na paleobiogeografia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 18., Brasília, 2003, **Boletim de Resumos**, p.51.

ARAI, M., 2004. Dinoflagellate blooms from the Cretaceous of Brazil. In: INTERNATIONAL PALYNOLOGICAL CONGRESS, 11., Granada, Espanha, 2004. **Proceedings...** Córdoba, Servicio de Publicaciones, Universidad de Córdoba, p.120 (**Polen**, 14).

ARAI, M. & BOTELHO NETO, J., 1996. Biostratigraphy of the marine Cretaceous from Brazilian southern and southeastern marginal basins, based on fossil dinoflagellates. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. **Anais...** SBG. 7, p.408-410.

ARAI, M.; BOTELHO NETO, J.; LANA, C.C. & PEDRÃO, E., 1998a. Biogeographic differentiation and provincialism of Cretaceous dinoflagellates in Brazilian basins and the Atlantic Ocean. **Boletin de la Asociación Paleontológica del Golfo S. Jorge**, Comodoro Rivadavia, **2** (Ed. Especial), Ano I: 4.

ARAI, M.; BOTELHO NETO, J.; LANA, C.C. & PEDRÃO, E., 1998b. Diferenciação biogeográfica dos dinoflagelados cretáceos nas bacias brasileiras e sua relação com o provincialismo no Atlântico. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **70**(2):382-383.

ARAI, M.; BOTELHO NETO, J.; LANA, C.C. & PEDRÃO, E., 1998c. Low latitude palynology from Brazilian marine cretaceous. **Noticias ALPP**, Lima, **6**(1-2):4.

ARAI, M.; BOTELHO NETO, J.; LANA, C.C. & PEDRÃO, E., 2000. Cretaceous dinoflagellate provincialism in Brazilian marginal basins. **Cretaceous Research**, **21**:351-366.

ARAI, M. & COIMBRA, J.C., 1990. Análise paleoecológica do registro das primeiras ingressões marinhas na Formação Santana (Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe). In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1., Crato, 1990. **Atas...**, p.225-239.

ARAI, M. & KOUTSOUKOS, E.A.M., 1997. Palynoforaminifera and their stratigraphical application: an exemple from the Vraconian (upper Albian) of the Campos Basin, offshore southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15., São Pedro - SP, 1997. **Boletim de Resumos**, p.155.

ARAI, M. & KOUTSOUKOS, E.A.M., 1998. Palynoforaminifera (foraminiferal organic linings and allied material): a new tool for petroleum exploration. In: RIO 98 AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION, Rio de Janeiro, 1998. **Extended Abstracts Volume**, p.584-585.

ARAI, M. & LANA, C.C., 2004. Histórico do estudo de dinoflagelados fósseis no Brasil: sua relação com a evolução da exploração petrolífera no Cretáceo das bacias da margem continental. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, **12**(1):175-189.

ARAI, M.; LANA, C.C. & PEDRÃO, E., 1994. Ecozona *Subtilisphaera* spp.: registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do Oceano Atlântico primitivo. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, **39**(2):521-538.

ARAI, M.; LANA, C.C. & PEDRÃO, E., 1996. Le genre *Subtilisphaera*, dinoflagellé pionnier des premières transgressions de l'Atlantique Nord en région equatoriale. **Strata**, Paris, Série 1, v.**8**: p.90.

ARAI, M. & MASURE, E., 1997. Les dinoflagellés Vraconiens du Bassin de Campos (Brésil). **SAMC News**, Heidelberg, **7**:9

ARAI, M.; SHIMABUKURO, S. & VIVIERS, M.C., 1996. Caracterização do Vraconiano (Albiano superior, Cretáceo Inferior) no Brasil: uma contribuição paleomicroplanctônica. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4, Águas de São Pedro - SP, 1996. **Boletim...** Rio Claro, UNESP. p.39-45.

ARAI, M. & UESUGUI, N., 1989. Dinoflagellate biostratigraphy of the Macaé Formation (Albian - Cenomanian), Campos Basin. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON MODERN AND FOSSIL DINOFLAGELLATES, 4, Woods Hole, 1989. **Program and Abstracts**, p.20.

AZEVEDO, R.L.M.; GOMIDE, J.; VIVIERS, M.C. & HASHIMOTO, A.T., 1987. Bioestratigrafia do Cretáceo marinho da Bacia de Campos, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **17**(2):147-153.

BOTELHO NETO, J., 1996. **Porção Norte da plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo: caracterização palinoestratigráfica e evolução paleoambiental**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado. 163p.

BRITO, I.M., 1979. **Bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil**. Rio de Janeiro: Editora Interciências, 179p.

BUJAK, J.P. & WILLIAMS, G.L., 1979 Dinoflagellate diversity through time. **Marine Micropaleontology**, Oxford, **4**:1-12.

CALVO, I.S., 1987. **Rádulas de gastrópodes marinhos brasileiros**. Rio Grande, Editora da Fundação Universidade do Rio Grande. 201p.

CARVALHO, M.A., 2001. **Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian – Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. Heidelberg, Universidade de Heidelberg, (Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg), 150p., 6 est., 4 apêndices.

CLARKE, R.F.A. & VERDIER, J.P. 1967. An investigation of microplankton assemblages from the Chalk of the Isle of Wight, England. **Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afdeeling Natuurkunde, Eerste Reeks**, Amsterdam, **24**(3):1-96, est.1-17.

DAVEY, R.J., 1979. Marine Apto-albian palynomorphs from Holes 400A and 402A, IPOD Leg 48, Northern Bay of Biscay. In: MONTADERT, L. *et al.* (Eds.) **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, v.48. Washington, U.S. Government Printing Office. p.547-577.

DEFLANDRE, G., 1934. Sur les microfossiles d'origine planctonique, conservés à l'état de matière organique dans les silex de la craie. **Comptes Rendus Hebdomadaires des Scéances de l'Académie des Sciences**, Paris, **199**:966-968.

DUXBURY, S., 1977. A palynostratigraphy of the Berriasian to Barremian of the Speeton Clay of Speeton, England. **Palaeontographica Abt. B**, Stuttgart, **160**:17-67, est.1-15.

EHRENBERG, C.G., 1838. Über das Massenverhältniss der jetzt lebenden Kiesel-Infusorien und über ein neues Infusorien-Conglomerat als Polierschiefer von Jastraba in Ungarn. **Königlich Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Abhandlungen**, 1836, Berlin, **1**:109-135, ests.1-2.

EISENACK, A., 1935. Mikrofossilien aus Doggergeschieben Ostpreussens. **Zeitschrift für Geschiebeforschung**, Berlin, **11**:167-184, ests.4-5.

EVITT, W.R., 1961. Observations on the morphology of fossil dinoflagellates. **Micropaleontology**, New York, **7**(4):385-420.

FERREIRA, E.P., 2004. **Palinoestratigrafia e estudos paleoambientais da seção Paleoceno-Eoceno da Bacia de Sergipe**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências (Tese de Doutorado).

HELBY, R.; MORGAN, R. & PARTRIDGE, A.D., 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. In: JELL, P.A (Ed.) **Studies in Australian Mesozoic Palynology**. Sidney: Association of Australasian Palaeontologists. p.1-94.

HERNGREEN, G.F.W., 1975. Palynology of Middle and Upper Cretaceous strata in Brazil. **Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie**, Maastricht, **26**(3):39-91.

LANA, C.C., 1997. **Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio - Turoniano inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil**. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado. v.1, 197p.; v.2, 144p.

LANA, C.C., 1998. The palaeoenvironmental distribution of the upper Cenomanian – lower Turonian dinocyst assemblages of Potiguar basin, Northeastern Brazil. In: SIXTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON MODERN AND FOSSIL DINOFLAGELLATES, DINO 6, Trondheim, 1998, **Abstracts, Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet Vitenskapsmuseet, Rapport botanisk serie 1998-1**:90.

LANA, C.C.; ARAI, M. & ROESNER, E.H., 2002. Dinoflagelados fósseis da seção cretácea marinha das bacias marginais brasileiras: um estudo comparativo entre as margens equatorial e sudeste. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6., São Pedro-SP, 2002. **Boletim...** Rio Claro, UNESP. p.247-252.

LANA, C.C. & BOTELHO NETO, J., 1989. Evidências de provincialismo entre os dinoflagelados peridinióides do Cretáceo Superior - Paleoceno das bacias de Santos e Potiguar, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., Curitiba, 1989. **Anais...** Curitiba, Sociedade Brasileira de Paleontologia, v.1, p.353-371.

LANA, C.C. & PEDRÃO, E., 2000a. *Subtilisphaera almadaensis*, uma nova espécie de dinoflagelado da Bacia de Almada, Brasil. **Revista Universidade de Guarulhos, Geociências** *V*, Guarulhos,Número Especial:86-88.

LANA, C.C. & PEDRÃO, E., 2000b. Um episódio de incursão marinha no Eoaptiano (Eoalagoas) da Bacia de Almada, BA, Brasil. **Revista Universidade de Guarulhos, Geociências** *V*, Guarulhos, Número Especial): 89-92.

LANA, C.C. & ROESNER, E.H., 2002. Biocronoestratigrafia de dinoflagelados da seção cretácea marinha das bacias do Ceará e Potiguar, margem equatorial brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6., São Pedro-SP, 2002. **Boletim...** Rio Claro, UNESP. p.239-245.

LANGE, F.W., 1947. Anelídeos poliquetas dos folhelhos devonianos do Paraná. **Arquivos do Museu Paranaense**, Curitiba, **6**:161-230.

LANGE, F.W., 1949a. Polychaete annelids from the Devonian of Paraná, Brazil. **Bulletins of American Paleontology**, Ithaca, **33**(134):1-102.

LANGE, F.W., 1949b. Novos microfósseis devonianos do Paraná. **Arquivos do Museu Paranaense**, Curitiba, **7**:287-298.

LANGE, F.W., 1950. Um novo escolecodonte dos Folhelhos Ponta Grossa. **Arquivos do Museu Paranaense**, Curitiba, **8**:189-214.

LANGE, F.W., 1952. Chitinozoários do Folhelho Barreirinha, Devoniano do Pará. **Dusenia**, Curitiba, **3**(5):373-386.

LEFÈVRE, M., 1933. Recherches sur lês péridiniens fossiles des Barbades. **Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris**, Série 2, Paris, **5**:415-418.

LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L., 1973. Fossil dinoflagellates: index to genera and species. **Geological Survey of Canada**, New Scotia, **Paper** No.73-42, p.1-176.

LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L., 1975. Fossil dinoflagellates: index to genera and species - Supplement 1. **Canadian Journal of Botany**, Ottawa, **53**:2147-2157.

LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L., 1977. Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1977 edition. **Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, Report Series B1-R-77-8**, New Scotia: Bedford Institute of Oceanography, p.1-209.

LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L., 1981. Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1981 edition. **Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, Report Series BI-R-81-12**, New Scotia: Bedford Institute of Oceanography, p.1-345.

LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L., 1985. Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1985 edition. **Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences**, New Scotia, **60**:1-451.

LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L., 1989. Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1989 edition. **American Association of Statigraphic Palynologists Contributions Series**,Houston, **20**:1-473.

LENTIN, J.K. & WILLIAMS, G.L., 1993. Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1993 edition. **American Association of Statigraphic Palynologists Contributions Series**, Houston, **28**:1-856.

LIMA, M.R., 1978. **Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)**. São Paulo, Universidade de São Paulo, (Tese de Doutorado), 337 p., est.1-27.

MacRAE, A., 2002. **Diversity of dinoflagellate species from Triassic to Quaternary. A: Total number of species per time interval**. Disponível em: <http://geo.ucalgary.ca/~macrae/diversity_sp93.gif>. Acesso em 06 dez. 2002.

MANTELL, G.A., 1850. **A pictorial atlas of fossil remains consisting of coloured illustrations selected from Parkinson's "Organic Remains of a Former World", and Artis's "Antediluvian Phytology"**. London, Henry G. Bohn, 207p., 74 est.

MASURE, E. & ARAI, M., 2003. Les kystes de dinoflagellés du Crétacé moyen de la marge atlantique brésilienne, le bassin de Santos. **Revue de Micropaléontologie**, Paris, **46**:47-64.

MENDES, J.C., 1960. **Introdução à Paleontologia Geral**. Rio de Janeiro: Instituto Nacional do Livro.

PEDRÃO, E. & LANA, C.C., 2000. Ecozona *Subtilisphaera* e seu registro nas bacias brasileiras. **Revista Universidade de Guarulhos, Geociências** *V*, Guarulhos, Número Especial:81-85.

POWELL, A.J., 1992. **A stratigraphic index of dinoflagellate cysts**. London: Chapman & Hall. 290p.

READE, J.B., 1839. On some new organic remains in the Flint of Chalk. **Annals of Natural History**, London, **2**:191-198, est.8-9.

REGALI, M.S.P., 1971. **Palinologia dos sedimentos cenozóicos da foz do Rio Amazonas**. São Paulo, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 96p., 11 estampas, 8 anexos

REGALI, M.S.P., 1978. **Palinocronoestratigrafia dos sedimentos da plataforma do Amapá/ Bacia de Cassiporé**. Rio de Janeiro, PETROBRAS. DIVEX. SEGEL, 33p., 10 figs. (Relatório Interno).

REGALI, M.S.P., 1980. Palinoestratigrafia da Bacia do Ceará. In*:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú-SC, 1980. **Anais...** Florianópolis, SBG. v.5, p.3118-3129.

REGALI, M.S.P., 1981. Tertiary scolecodont assemblages of the Maranhão continental shelf, northeast Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, **34**:237-246.

REGALI, M.S.P., 1989. Primeiros registros da transgressão neo-aptiana na margem equatorial brasileira. In*:* CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., Curitiba, 1989. **Anais...** SBP. v.1, p.275-293.

REGALI, M.S.P. & GONZAGA, S.M., 1982. **Palinoestratigrafia da Bacia Potiguar**. Rio de Janeiro, PETROBRAS. DIVEX. SEGEL (Relatório Interno).

REGALI, M.S.P. & GONZAGA, S.M., 1985. Palinoestratigrafia da Bacia de Potiguar – Rio Grande do Norte, Brasil. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Coletânea de Trabalhos Paleontológicos**, Brasília. p.443-460. (Geologia, 27, Paleontologia e Estratigrafia, 2).

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N. & LIMA, E.C., 1983. **Projeto Barreirinhas – Reavaliação palinológica e paleoambiental**. Maranhão-Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRAS. CENPES. SEBIPE (Relatório Interno).

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N. & LIMA, E.C., 1985. Palinoestratigrafia e paleoambiente da Bacia de Barreirinhas - Maranhão-Brasil. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Coletânea de Trabalhos Paleontológicos**, Brasília. p.461-470. (Geologia, 27, Paleontologia e Estratigrafia, 2).

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N. & SANTOS, A.S., 1973. **Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil**. Salvador, PETROBRAS. DEXPRO. RPBA. DIREX (Relatório Interno).

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N. & SANTOS, A.S., 1974a. Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil. I. **Boletim Técnico PETROBRAS**, Rio de Janeiro, **17**(3):177-191.

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N. & SANTOS, A.S., 1974b. Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil. II. **Boletim Técnico PETROBRAS**, Rio de Janeiro, **17**(4):263-301.

RIBEIRO-HESSEL, M.H., 1982. **Curso Prático de Paleontologia Geral**. Porto Alegre: Editora da Universidade, UFRGS, 250p.

SARKIS, M.F.R., 2002. **Palinoestratigrafia com base em dinoflagelados do limite Cretáceo-Terciário, Pedreira Poty, Bacia de Pernambuco-Paraíba, Nordeste do Brasil**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 253p., 10 estampas (Tese de Doutorado).

SARKIS, M.F.R.; ARAI, M. & KOUTSOUKOS, E.A.M., 2002. Dinoflagelados do limite Cretáceo – Terciário (K-T), Pedreira Poty, Bacia de Pernambuco-Paraíba, Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6., São Pedro-SP, 2002. **Boletim...** Rio Claro, UNESP. p.271-277.

SOMMER, F.W., 1953. Os esporomorfos do folhelho de Barreirinha. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, **140**:1-49.

SOMMER, F.W., 1956. Novas espécies de Tasmanites do Devoniano do Pará. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **28**(4):455-463.

STOVER, L.E.; BRINKHUIS, S.P.; DAMASSA, S.P.; DE VERTEUIL, L.; HELBY, R.J.; MONTEIL, E.; PARTRIDGE, A.D.; POWELL, A.J.; RIDING, J.B.; SMELROR, M. & WILLIAMS, G.L., 1996. Chapter 19. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: JANSONIUS, J. & McGREGOR, D.C. (Eds.) **Palynology: principles and applications**. Texas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.2, p.641-750.

SZANIAWSKI, H., 1996. Chapter 12. Scolecodonts. In: JANSONIUS, J. & McGREGOR, D.C. (Eds.) **Palynology: principles and applications**. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.1, p.337-354.

TAPPAN, H. & LOEBLICH JR., A.R., 1972. Geobiologic implications of fossil phytoplankton evolution and time-space distribution. In: KOSANKE, R.M. & CROSS, A.T. (Eds.) **Symposium on palynology of the Late Cretaceous and Early Tertiary**. Boulder: Geological Society of America, *Special Paper*, **127**:247-340.

UESUGUI, N., 1976. **Intervalos bioestratigráficos da Bacia de Campos do Albiano ao Santoniano**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS. DEXPRO. DIVEX. SEGEL. 11p. (Relatório interno).

UESUGUI, N., 1981. **Dinoflagelados, bioestratigrafia e paleoecologia**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. CENPES. LABOR. SEPALE. (Relatório interno).

VAN WAVEREN, I.M., 1992. Morphology of probable planktonic crustacean eggs from the Holocene of the Banda Sea (Indonesia). In: HEAD, M.J. & WRENN, J.H. (Eds.) **Neogene and Quaternary Dinoflagellate cysts and acritarchs**. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p.89-120.

VAN WAVEREN, I.M., 1994. Distribution of copepod egg-envelopes in sub-Recent sediments from the Banda Sea (Indonésia). **Scripta Geologica,** Leiden, **105**:53-67.

VAN WAVEREN, I.M. & MARCUS, N.H., 1993. Morphology of recent copepod egg-envelopes from Turkey Point, Gulf of Mexico, and their implications for acritarch affinity. **Special Papers in Palaeontology**, London, **48**:111-124.

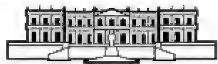
WETZEL, O., 1933. Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide-Feuersteins mit einem sediment-petrographischen und stratigraphischen Anhang. **Palaeontographica Abtstract** *A*, Stuttgart, **77**:141-188.

WHITE, H.H., 1842. On fossil Xanthidia. **Microscopical Journal**, **11**:35-40, est.4.

WILLIAMS, G.L., 1977. Dinocysts: their paleontology, biostratigraphy and paleoecology. In: RAMSAY, A.T.S. (Ed.) **Oceanic Micropalaeontology**. London: Academic Press, p.1231-1325.

WILLIAMS, G.L. & BUJAK, J.P., 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: BOLLI, H.M, SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.) **Plankton Stratigraphy**, Cambridge: Cambridge University Press, p.847-1032.

WILLIAMS, G.L.; LENTIN, J.K. & FENSOME, R.A., 1998. The Lentin & Williams Index of fossil dinoflagellates - 1998 edition. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, **Contributions Series**, Houston, **34**:1-817.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.385-393, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

ACRITARCOS ANORMAIS: UM CASO TERATOLÓGICO NO LIMITE LLANDOVERY/WENLOCK NA BACIA DO AMAZONAS, BRASIL [1]

(Com 3 figuras)

MARIA ANTONIETA C. RODRIGUES [2, 3]
TEREZA REGINA M. CARDOSO [2, 4]

RESUMO: Acritarcos anormais são indivíduos portadores de anomalias morfológicas e que são encontrados em diversos níveis ao longo da série siluriana, mas particularmente abundantes dentro do limite Llandovery/Wenlock. São poucos os trabalhos que fazem referências a acritarcos anormais. Na primeira citação foi descrito um *Veryhachium europaeum* "hiperatrofiado", atribuído como uma forma "monstruosa" porém, sem conotação cronoestratigráfica ou paleoecológica. Posteriormente, em estudo sobre os acritarcos silurianos de Gotland, Formação Visby e Slite, Suécia, foram discutidas hipóteses para explicar a origem das anomalias nos processos de certas espécies. Concluiu-se que a variação de luminosidade e temperatura, poderia explicar os efeitos patológicos verificados nos acritarcos de Gotland. Atribuiu-se ainda, que a relação entre a distribuição de acritarcos anormais no limite Llandovery/Wenlock, provém de fenômenos globais como atividades vulcânicas, inversões paleomagnéticas ou queda de material extraterrestre. Neste trabalho são registrados, pela primeira vez, em sedimentos da Formação Pitinga (limite Llandovery/Wenlock), na Bacia do Amazonas algumas espécies descritas em Gotland, entre as quais: *Veryhachiun* sp., *Ammonidium microcladum* e *Salopidium granuliferum.* Essas espécies apresentam como característica comum parede fina e processos inflados e deformados. Considera-se essas anomalias registradas em acritarcos silurianos da Bacia do Amazonas como produtos de fatores ambientais estressantes tais como variação de temperatura e salinidade resultantes das oscilações do nível do mar, próprias neste intervalo de tempo.

Palavras-chave: Acritarcos. Bacia do Amazonas. Siluriano. Temperatura. Salinidade.

ABSTRACT: Abnormal acritarchs: a teratological case from the Llandovery/Wenlock boundary in the Amazon Basin, northern Brazil.

Abnormal acritarchs include forms that present morphological anomalies. They occur in several intervals of the Silurian System, but become particularly abundant around the Llandovery/Wenlock Series boundary.

The documentation of abnormal acritarchs is still relatively poor in the palynological literature. The first mention of a possible case of acritarch malformation in *Veryhachium europaeum* was from the Silurian Maplewood Shale of New York, although not assigned to any chronostratigraphic or paleoecological significance to it. Posteriorly, a study of the Silurian acritarchs from the Visby and Slite Formations of Gotland (Sweden), different hypotheses were considered in order to explain anomalies observed in the processes of some species. It was concluded that variations in water luminosity and temperature could have brought about pathological effects on the Gotland acritarchs. Furthermore, it was suggested that the noticeable occurrence of abnormal acritarchs near the Llandovery/Wenlock boundary could be related to such global phenomena as widespread volcanic activity, paleomagnetic inversions, or the impact of extraterrestrial bolides. In the present work, abnormal acritarchs are recorded for the first time in Llandovery/Wenlock boundary sediments of the Pitinga Formation (Trombetas Group) in the Amazon Basin, northern Brazil, reliably dated by chitinozoans. This new documentation includes some species described from Gotland, like *Veryhachium* sp., *Ammonidium microcladum,* and *Salopidium granuliferum.* Teratological representatives of these taxa share common features, as they all bear unusually thin walls and inflated, deformed processes. Such anomalies in Amazon Basin Silurian acritarchs are interpreted as the effect of stressing environmental conditions on the marine organic-walled microphytoplankton. Possible causes may include changes in seawater temperature and salinity, probably related to the sharp sea-level fluctuations that characterize the Llandovery/Wenlock transition on a global scale.

Keywords: Acritarchs. Amazon Basin. Silurian. Temperature. Salinity.

---

[1] Submetido em 16 de abril de 2004. Aceito em 22 de agosto de 2005.
[2] Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, 20559-0, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[3] E-mail: tutuca@uerj.br.
[4] Bolsista do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). E-mail: teregina@uerj.br.

Generalidades

Acritarcos anormais são indivíduos portadores de anomalias morfológicas e que segundo LE HÉRISSÉ (1989), são encontrados em diversos níveis ao longo do período Siluriano, mas particularmente abundantes dentro do limite Llandovery/Wenlock.

Apenas dois trabalhos fazem referências a acritarcos anormais. Na primeira citação, feita por CRAMER (1968), foi descrito um *Veryhachium europaeum* "hipertrofiado", atribuído a uma forma monstruosa porém sem conotação cronoestratigráfica ou paleoecológica. Segue-se LE HÉRISSÉ (1989:215) no seu estudo sobre os acritarcos anormais do Siluriano de Gotland, Formação Visby e Slite, Suécia, que discutiu hipóteses para explicar a origem das anomalias nos processos de certas espécies. Concluiu que a variação de luminosidade e temperatura poderia explicar os efeitos patológicos verificados nos acritarcos anormais de Gotland. Atribuiu ainda, que a relação entre a distribuição de acritarcos anormais no limite Llandovery/Wenlock, provém de fenômenos globais como atividades vulcânicas, inversões paleomagnéticas ou queda de material cósmico. A hipótese de que esses acritarcos anormais seriam resultantes de formas juvenis ou produtos de variações genéticas, não encontra suporte científico uma vez que os acritarcos anormais são equivalentes a indivíduos normais e essas anomalias não são transmitidas por hereditariedade portanto não constituem adaptações morfológicas que justifiquem a criação de novas espécies. Segundo LE HÉRISSÉ (1989), o estudo destas anomalias poderá fornecer dados para se interpretar a direção do crescimento das ornamentações (processos, cristas membranosas etc) da superfície de um acritarco.



Fig.1- Mapa de localização da Bacia do Amazonas, modificada de CARDOSO & QUADROS (2000).

Neste trabalho, são registradas pela primeira vez, em sedimentos da Formação Pitinga (limite Llandovery/Wenlock), da Bacia do Amazonas (Fig.1), algumas espécies descritas em Gotland, entre as quais: *Veryhachiun trispinosum* (Eisenack, 1938), *Ammonidium microcladum* (Downie, 1963) e *Salopidium granuliferum* (Downie, 1959), mais especificamente na Sondagem rasa SM 1047. A perfuração foi realizada pela ELETRONORTE, no local da Alternativa de Barramento 6, Cachoeira Viramundo, no rio Trombetas. Essas espécies apresentam como característica comum parede fina e processos inflados e deformados, o que lhes permite flutuar em águas superficiais.

Segue a relação das amostras estudadas com a classificação sistemática, discussões sobre a teratologia e distribuição geográfica e estratigráfica das espécies objeto deste trabalho.

Sondagem SM nº 1047 (rio Trombetas)

Amostra nº	Prof. (m)	Litoestratigrafia
019	8,92 - 8,96	Formação Pitinga (superior)
020	10,13 - 10,77	Formação Pitinga (inferior)
021	11,29 - 11,32	Formação Pitinga (inferior)
022	13,20 - 13,35	Formação Pitinga (inferior)
023	14,70 - 14,77	Formação Pitinga (inferior)
024	15,80 - 15,89	Formação Pitinga (inferior)
025	16,41 - 16,45	Formação Pitinga (inferior)
026	17,53 - 17,57	Formação Pitinga (inferior)

CLASSIFICAÇÃO SISTEMÁTICA

Incertae sedis

Grupo ACRITHARCHA Evitt, 1963.

Gênero *Ammonidium* Lister, 1970.

Ammonidium microcladum (Downie, 1963) Lister, 1970 (Fig.2A)

Espécie-tipo – *Balthisphaeridium microcladum* Downie, 1963, p.645, pl.91, fig.3; pl.92, fig.6, text-fig.3.g.

Caiacorymbifer Tappan & Loeblich, 1971, p.390. Sinonímia anterior a 1973, ver EISENACK, CRAMER & DÍEZ, Catálogo III, p.683.

Ammonidium cf. *A. microcladum* - THUSU, 1973, p.799

Ammonidium microcladum - HILL, 1974, p.11.

Multiplicisphaeridium microcladum - CRAMER, DÍEZ & KJELLSTRÖM, 1979, p.44.

1981 *Ammonidium microcladum* - Dorning, 1981, p.177.

Ammonidium waldronense - DORNING, 1981, p.183.

Ammonidium microcladum - DORNING, 1982, p.286, pl.1, fig.2.

Ammonidium microcladum - DORNING, 1983, p.33, pl.5, fig.1.

Ammonidium microcladum - HILL & DORNING, 1984, p.174.

Ammonidium microcladum - MABILLARD & ALDRIDGE, 1985, p.92.

Diagnose – Vesícula esférica com contorno circular ou subcircular, parede pouco espessa, processos cônicos ou subcilíndricos, cuja base apresenta-se por vezes bulbosa. Possui 3 a 5 espinhos curtos e finos de igual comprimento na porção terminal, que pode ser considerada como uma ramificação primária. Os processos são ocos e se comunicam com a cavidade central. A superfície da vesícula freqüentemente é lisa, mas pode apresentar uma ornamentação microescabrada mais ou menos densa. Em certos espécimes, a base dos processos pode apresentar-se granulada. A abertura em forma de fenda.

Dimensões – Diâmetro da vesícula: 24-40¼m. Comprimento do processo: 9-17¼m. Largura da base do processo: 1-2,5¼m. Número de processos: 40-70¼m.

Discussão – Como espécie anormal, *Ammonidium microcladum* teve sua primeira ocorrência assinalada por LE HÉRISSÉ (1989), na sondagem de Nar, Ireviken. 3, Suécia, no topo do Llandovery. Na bacia do Amazonas foi registrada em sedimentos da Formação Pitinga, membro superior, na amostra n.019 (8,92m-8,96m), que apresenta como característica chave para sua identificação o desenvolvimento anormal dos processos com dilatação em forma de botão na porção distal. Os processos são subcilíndricos ocos apresentando comunicação com o interior da vesícula, que possui superfície escabrada (microrúgulas irregulares).

Distribuição geográfica e estratigráfica – Espécie descrita originalmente na Grã-Bretanha, nas formações Buildwas e Coalbrookdale durante o Wenlock (DOWNIE, 1963). Autores como LISTER (1970), DORNING (1981, 1982, 1983) e MABILARD & ALDRIDGEl (1985), assinalaram como *Ammonidium waldronense* (sinônimo), durante o Ludlow inferior (Estados Unidos da América).

De acordo com HILLl & DORNING (1986), esta espécie caracteriza a zona 3a do Aeroniano. Ocorre também na Formação Júpiter (topo do Llandovery, Canadá); na Formação Rochester (Wenlock) em Nova Iorque, Ontário e Pensilvânia; na Formação Osgood (topo do Llandovery) em Ohio, Indiana e Kentucky, Formação Alger (topo do Llandovery) em Ohio (EUA), CREAMER (1970); CRAMER & DÍEZ (1972); THUSU (1973a).

Amplitude estratigráfica – (?) Ordoviciano-Devoniano Superior.

Gênero *Salopidium* Dorning, 1981.

Espécie-tipo – *Baltisphaeridium brevispinosum granuliferum* Downie, 1959.

Salopidium granuliferum (Downie, 1959) Dorning, 1981. (Fig.2B)

Baltisphaeridium brevispinosum var. *granuliferum* - DOWNIE, 1959, p.59, pl.10, fig.5.

Baltisphaeridium brevispinosum granuliferum - DOWNIE, 1963, p.639.

Baltisphaeridium brevispinosum wenlockensis - DOWNIE, 1963, p.640.

Micrhystridium granuliferum - DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD, 1965, p.I-V.

Baltisphaeridium granuliferum - MARTIN, 1967, p.314, pl.5, fig.18.

Baltisphaeridium locidum - MARTIN, 1969, p.56, pl.4, fig.188-190.

Baltisphaeridium granuliferum - MARTIN, 1969, p.54, pl.4, figs.204, 208, text-fig.11.

Baltisphaeridium granuliferum - LISTER, 1970, p.56, pl.2, figs.2-5, text-fig.17f, g.

Baltisphaeridium nanum - LISTER, 1970, p.54, pl.2, figs.6-12.

Baltiphaeridium nanum - HILL, 1974, p.12.

Baltisphaeridium granuliferum - ALDRIDGE *et al.*, 1979, p.434.

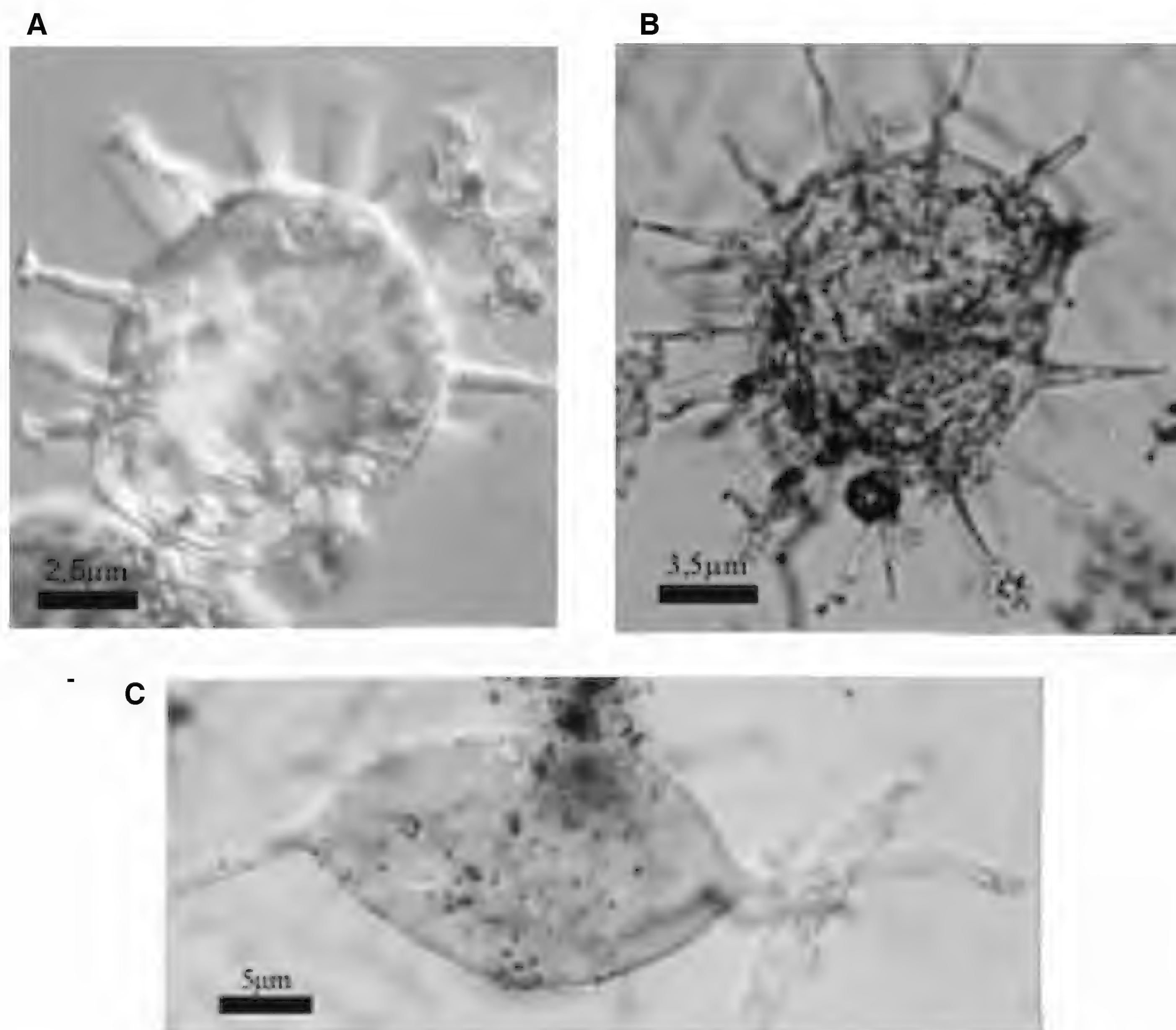


Fig.2- (A) *Ammonidium microcladum*. Poço SM-1047, Formação Pitinga. Diâmetro da vesícula: 20-40µm. Comprimento do processo: 9-17µm; (B) *Salopidium granuliferum*. Poço SM-1047, Formação Pitinga. Diâmetro da vesícula: 25µm-40µm. Comprimento dos processos: 9 µm-16 µm; (C) *Veryhachium trispinosum*. Poço SM-1047, Formação Pitinga.Comprimento lateral: 25 µm.

Micrhystridium longispinosum breve - CRAMER *et al.*, 1979, p.42, figs.16D.

Salopidium wenlockensis - DORNING, 1981, p.182.

Salopidium wenlockensis - DORNING, 1983, p.33.

Salopidium granuliferum - HILL & DORNING, 1984, p.175.

Salopidium granuliferum - MABILLARD & ALDRIDGE, 1985, p.92.

Diagnose – Vesícula de contorno esférico ou subesférico, parede relativamente fina, superfície com ornamentação densa e escabrada. Os processos são numerosos, ocos, homomórficos, subcilíndricos com extremidade pontiaguda, radiais, bem diferenciado do corpo central. A superfície da vesícula é fina e transparente de espessura homogênea e apresenta-se ornamentada com pequenos grânulos de cerca de 1µm. A abertura é do tipo fenda simples, com granulações nas bordas.

Dimensões – Diâmetro da vesícula: 25 µm-40 µm. Comprimento dos processos: 9 µm-16 µm. Largura da base: 1 µm-1,5 µm.

Discussão – Como espécie anormal, *Salopidium granuliferum* teve também sua primeira ocorrência assinalada por LE HÉRISSÉ (1989), na sondagem de Nar, Ireviken. 3, Suécia, colocada no topo do Llandovery. Na bacia do Amazonas foi registrada na sondagem SM1047 em sedimentos da Formação Pitinga superior na amostra n.019 e na Formação Pitinga inferior nas amostras n.020 (10,13µm-10,77µm), 021 (11,29µm-11,32µm), 022 (13,20µm-13,35µm), 023 (14,70µm-14,77µm) 025 (16,41µm-16,45µm) e 026 (17,53µm-17,57µm). Como espécie anormal, é identificada por seus processos com terminações simples, pontiagudas e às vezes com ornamentação distal atrofiada. Os processos são dilatados formando uma espécie de bulbo na base.

Distribuição geográfica e estratigráfica – Foi descrita na região tipo do Llandovery, Siluriano de Shropshire, Inglaterra e na base de Ludlow na Formação Elton. É largamente representada nas formações Knockgardner e Straiton Grit de Ayrshire (Escócia) e na Formação Calcaire de Much Wenlock à Dudley (centro da Grã-Bretanha), durante o Wenlock. Ocorre na Groenlândia, EUA, na Formação Chester Bjerg, posicionados no Wenlock ou base do Ludlow. É conhecido na Bélgica em Neuville-sous-Huy no topo do Llandovery (Tarannon) e Wenlock. Na sondagem de När, Suécia, a espécie ocorre no topo do Llandovery (Telychiano) e porção superior do Wenlock, dentro da Formação Mulde, onde a espécie é abundante e também na porção superior do Llandovery, dentro dos níveis equivalentes a parte inferior da Formação Visby. Na Bacia do Amazonas ocorre na Formação Pitinga tanto nos membros inferior colocado do Telychiano ao Sheinwoodiano como no membro superior tido como do Gorstiano.

Gênero *Veryhachium* (Dorning 1981, Evitt 1963, Deunff 1954, ex Downie 1960) emend Turner 1984.

Espécie-tipo: *Veryhachium trisulcum* Deunff, 1951.

Veryhachium trispinosum (Eisenack, 1938) Deunff, 1954. (Fig.2C)

Hystrichosphaeridium trispinosum - EISENACK, 1938a, p.14,16, text-figs.2,3.

Hystrichosphaeridium trispinosum - LEWIS, 1940, p.34, p1.3, fig.8.

Veryhachium cf. *trispinosum* - DEUNFF, 1959, p.29, p1.1, figs.5-7, 9.

Veryhachium trispinosum var. *reductum* - DEUNFF, 1959, p.27, pl.1, figs.1, 3, 8, 10-12,16-17.

Veryhachium trispinosum - DOWNIE, 1959, p.66, p1.12, fig.7.

Veryhachium trispinosum - STOCKMANS & WILLIÈRE, 1960, p.2, p1.1, figs.1-2, 21, 24.

Veryhachium sp. cf. *H.trispinosum* - STAPLIN, 1961, p.413, p1.49, figs.2, 5.

Veryhachium trispinosum - STOCKMANS & WIILIÈRE, 1962, p.46-47, p1.2, figs.25-26, text-fig.1.

Veryhachium downiei - STOCKMANS & WILLIÈRE, 1962, p.47-48, p1.2, figs.20-22, text-fig.2.

Veryhachium cucruse - TIMOFEEV, 1962, p.603, p1.12, fig.Ia,b (nom. nud.).

Hystrichosphaeridium trispinosum - WINSLOW, 1962, p.75-76, p1.22, figs.1-4.

Veryhachium trispinosum - DOWNIE, 1962, p.636, fig.2h.

Veryhachium reductum - STOCKMANS & WILLIÈRE, 1963, p.455-456, p1.1, figs.11, 16, p1.3, figs.3-4, text-figs.8-9.

Veryhachium downiei - STOCKMANS & WILLIÈRE, 1963, p.451-452, p1.1, figs.9-10, p1.3, figs.1-2, text-figs. 1-3.

Veryhachium trispinosum - DOWNIE & SARJEANT, 1963, p.94.

Veryhachium downiei - CRAMER, 1964a, p.305-307, p1.8, text-fig.26.

Veryhachium downiei – RAUSCHER *et al.*, 1965, p.310, p1.3, fig.3.

Veryhachium trispinosum – RAUSCHER *et al.*, 1965, p.311, p1.3, fig.6.

Veryhachium sp. - BRITO, 1965, p.3, p1.1, figs.10-11.

Veryhachium reductum breve - BAIN & DOUBINGER, 1965, p.20, p1.1.

Veryhachium reductum reductum - BAIN & DOUBINGER, 1965, p.20, pl.1, fig.10.

Veryhachium trispinosum - BAIN & DOUBINGER, 1965, p.21, p1.2, figs.1-2.

Veryhachium cf. *trispinosum* - WALL, 1965, p.160, 166, p1.1, figs.1-3.

Veryhachium reductum - WALL, 1965, p.160, 166, p1.4, figs.10-11.

Veryhachium reductum - MARTIN, 1966, p.11-12, 18, fig.10.

Veryhachium trispinosum - MARTIN, 1966, p.20, text-fig.20.

Veryhachium trispinosum - MARTIN, 1966, p.9, fig.8.

Veryhachium cf. *trispinosum* - DEUNFF, 1966, p.48-49, p1.1, figs.7-8, p1.3, fig.20, p1.X, fig.81, p1.XII, fig.102.

Veryhachium reductum - DEUNFF, 1966, p.49, p1.3, figs. 21, 26.

Veryhachium reductum subtillissimum - DEUNFF, 1966, p.50-51, p1.13, fig.156 (inválido, ICBN não reconhece parataxa).

Veryhachium downiei - STOCKMANS & WILL1IÈRE, 1967, p.234, p1.1

Veryhachium trispinosum - MARTINEZ-MACCHIAVELLO, 1968, p.79-80, p1.1, figs.4-6, text-figs.4-6.

Veryhachium downiei - MARTIN, 1969, p.91, p1.2, figs.85, 102, p1.6, fig.253, p1.7, figs.345, 348-349, text-fig.40.

Veryhachium trispinosum - MARTIN, 1969, p.106-107, p1.1, fig.56, p1.2, figs.66, 82, 84, 93, 97, 101, 106, p1.3, fig.130, p1.7, figs.350-351.

Veryhachium downiei - STOCKMANS & WILLIÈRE, 1969, p.7-8, p1.1, figs.18-21.

Veryhachium reductum - KONZALOVÁ-MAZANCOVÁ, 1969, p.87-88, p1.16,

Veryhachium trispinosum - KONZALOVÁ-MAZANCOVÁ, 1969, p.88-89, p1.16, figs.6-7, text-fig.4.

Veryhachium trispinosum - PARIS & DEUNFF, 1970, p.29, p1.1, figs.15,17.

Veryhachium reductum - PARIS & DEUNFF, 1970, p.28, p1.1, figs.3, 5, 14.

Veryhachium downiei - COMBAZ & STREEL, 1970, p.236, p1.6, fig.4.

Veryhachium trispinosum - COMBAZ & STREEL, 1970, p.236, p1.6, fig.5.

Veryhachium trispinosum - SHESHEGOVA, 1971, p.56, p1.14, fig.6.

Veryhachium downie - HENRY & THADEU, 1971, p.1343, p1.1, figs.4, 12.

Veryhachium reductum - HENRY & THADEU, 1971, p.1343, p1.1, figs.2, 9.

Veryhachium cf. *trispinosum* - HENRY & THADEU, 1971, p.1343, p1.1.

Veryhachium downiei - DEUNFF & PARIS, 1972, p.85, p1.1, fig.19.

Veryhachium downiei - DEUNFF, LEFORT & PARIS, 1972, p.14, p1.2.

Veryhachium trispinosum - RAUSCHER, 1973, p.99, p1.5, fig.20.

Veryhachium trispinosum - THUSU, 1973a, p.138, p1.2, fig.5.

Veryhachium trispinosum - THUSU, 1973b, p.816, p1.106, fig.9.

Veryhachium trispinosum - RICHARDSON & LOANNIDES, 1973, p.261, p1.12, figs.3-5.

Veryhachium trispinosum - GORKÁ, 1974, p.231-232, p1.11, figs.4-5.

Veryhachium trispinosum - PÖTHE DE BALDIS, 1974, p.372, p1.1, fig.11.

Veryhachium roscidum - WICANDER, 1974, p.35-36, p1.19, figs.4-7.

Veryhachium trispinosum - ANAN-YORKE, 1974, p.118-119, p1.21, figs.4-8.

Veryhachium trispinosum - MOREAU-BANOIT, 1974, p.107, p1.5, fig.8.

Veryhachium trispinosum - RAUSCHER, 1974, p.76, p1.3, fig.7.

Veryhachium reductum - DEUNFF & MASSA, 1974, p.22, p1.1, fig.21.

Veryhachium trispinosum - DEUNFF & MASSA, 1975, p.22, p1.1, figs.1-3.

Veryhachium trispinosum - TYNNI, 1975, p.38, p1.4, fig.11.

Veryhachium downiei - JUX, 1975, p.126-127, p1.6, figs.la-j, text-fig.2.

Veryhachium trispinosum - SHESHEGOVA, 1975, p.16, p1.4, figs.3, 6.

Veryhachium downiei – SHESHEGOVA, 1975, p.18, p1.8, fig.7, p1.45.

Veryhachium cf. *downiei* - DEUNFF & CHATEAUNEUF, 1976, p.342, p1.2.

Veryhachium spp. - PLAYFORD, 1976, p.51, p1.12, figs.5-7.

Veryhachium downiei - PLAYFORD, 1976, p.38-39, p1.20, figs.4-13.

Diagnose – *Veryhachium,* possuindo vesícula triangular com três longos espinhos saindo um de cada ângulo, de igual ou similar comprimento. Os espinhos são lisos, pontudos. Parede lisa ou granulada.

Dimensões – Comprimento lateral: 25µm.

Discussões – Este espécime constitui um único exemplar de um *Veryhachium* observado na sondagem SM1047, amostra 026 em sedimentos da Formação Pitinga inferior no intervalo 17,53 µm-17,57µm. Esta forma triangular inflada, apresenta processos hipertrofiados, que pode constituir uma resposta desse organismo às condições ambientais, ou ser cisto imaturo do paleofitoplancton. LE HÉRISSÉ (1989) assinalou espécie similar na sondagem de När.

Distribuição geográfica e estratigráfica – Ampla distribuição. Forma cosmopolita, com distribuição mundial do Siluriano ao Devoniano. Ocorre na Argentina, Estados Unidos, Canadá, Ilhas Britânicas, França, Bélgica, Arábia Saudita, Brasil e Espanha.

Conclusões – Registraram-se essas espécies anormais em sedimentos da Formação Pitinga no seus dois membros informais, associados a quitinozoários, clorófitas, esporos e criptósporos. De acordo com a datação feita com base em quitinozoários por GRAHN & MELO (1990), aliada a distribuição de numerosos acritarcos feita por CARDOSO (2002) a Formação Pitinga pode ser posicionável estratigraficamente entre o Llandovery superior (Telychiano) e o Ludlow inferior (Gorstiano).

O conhecimento de que a Bacia do Amazonas ocupou região de alta latitude durante o Siluriano está de acordo com a ocorrência de acritarcos característicos de alta paleolatitude tais como *Perforela perforata, Tylotopala piramidalis* e *Tyrannus giganteus* identificados na Formação Pitinga. A ocorrência de acritarcos anormais e de acritarcos característicos de alta paleolatitude aliada aos níveis de diamictito na Formação Pitinga,reflete condições de clima frio durante o Paleozóico Inferior da Bacia do Amazonas.

Na sondagem SM 1047, os acritarcos anormais são registrados junto com a seguinte associação de acritarcos identificados na Formação Pitinga, Grupo Trombetas, bacia do Amazonas: *Ammonidium palmitellum, Baltisphaeridium capillatum, Baltisphaeridium archaicum, Cymbosphaeridium pilar, Domasia trispinosa, Domasia amphora, Domasia rochesterensis, Dateriocradus monterrosae, Salopidium granuliferum Deunffia furcata, Deunffia brevispinosa, Helios aranaides, Micrhystridium eatonense, Neoveryhachium carminae, Multiplicisphaeridium caperoradiola, Multiplicisphaerdium saharicum, Leiofusa fusiformis, Leiofusa banderillae, Oppilatala insolita, Pterospermopsis marysae, Veryhachium trispinosum, Veryhachium europaeum, Veryhachium rhomboidium, Cymbosphaeridium pilar, Multiplicisphaeridium fisheri, Dactylofusa striatifera* e *Micrhystridium granocentricum.*

As associações de acritarcos silurianos que ocorrem na Bacia do Amazonas revelam uma grande semelhança às registradas no Siluriano dos Estados Unidos, Canadá, Arábia Saudita, Espanha, Bélgica, Inglaterra, Ilhas Britânicas, Líbia, Polônia, Turquia, Noruega, Argentina e Suécia.

REFERÊNCIAS

ALDRIDGE, R.J.; DORNING, K.J.; HILL, P.J.; RICHARDSON, J.B & SIVETER, D.J., 1979. Microfossil distribution in the Silurian of Britain and Ireland. In: HARRIS, A. L., HOLLAND, C.H. and LEAKE, B.E (Eds.), D. The Caledonides of the British Isles- **Reviewed Geological Society of London**, Scottish Academic Press, Edinburgh, p.433-438.

ANAN-YORKE, R., 1974. Devonian Chitinozoa and Acritarcha from exploratory oil wellson on the shelf and coastal region of Ghana, West Africa. **Ghana Geological Survey, 37**:1-217.

BRITO, I. M. 1965. Novos microfósseis Devonianos do Maranhão. **Universidade da Bahia, Escola de Geologia**, **2:**1-4.

CARDOSO, T. R. M. 2002. **Acritarcos Silurianos da Bacia do Amazonas: Sistematica e Bioestratigrafia.** Tese de Doutorado (Bioestratigrafia)-IG/UFRJ. 169 p. (inédito).

COMBAZ, A., & STREEL, M. 1970. Microfossiles végétaux du Tournaisien inférieur dans le "core drill" de Brévillers (Pas-de-Calais, France). **Colloque sur la Stratigraphie du carbonifère, Liège, Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège**, **55**:227-240.

CRAMER, F. H., 1964a. Some acritarchs from the San Pedro Formation (Gedinnien) of Cantabric Mountains in Spain. **Societé Belge de Géologie Paléontologie et Díhidrologie**, Bruxelles, **73**(1):33-38

CRAMER, F. H., 1968. Palynology Microfossils of the Middle Silurian Maplewood Shale in New York. **Revue de Micropaléontologie**, **11**(2):61-70.

CRAMER, F. H., (1970). Distribution of select Silurian Acritarchs. **Revista Española de Micropaleontologia,** Madrid, Num. Extraord. (1):1-203.

CRAMER, F. H., & DIEZ , M. d. C. R. 1972. North American Silurian palynofacies and their spatial arrangement: Acritarchs. **Palaeontographica,** Abt.B, **138**:(5-6): 107-180.

CRAMER, F. H., & DIEZ , M. d. C. R. & KJELLSTRÖM, G., 1979. Acritarchs *In:* JAANUSSON V, LAUFELD S. and SKOGLUND R. (Eds.) Lower Wenlock Faunal and Floral Dynamics- Vattenfallet Section, Gotland. **Sveriges Geologiska Undersökning**, serie *C*, **762**:39-53.

DEFLANDRE, G. & DEFLANDRE-RIGAUD, M., 1965. Acritarches II. Acanthomorphitae 1.Genre *Micrhystridium Deflandre* sens Archives originales, Centre de documentations, Centre national de la recherche scientifique. lat., série 13. **Fichier Micropaléontologique Général**.**402**:(I-V):2176-2521.

DEUNFF, J., 1959. Microorganismes planctonnique du primaire Armoricain. I. Ordovicien du veryhac'h (presqu'il de Crozon). **Bulletin de la Société Géologique et Mineralogique de Bretagne,** nouvelle sér. **2**:1-41. (cover date 1958)

DEUNFF, J., 1966. Acritarches du Dévonien de Tunisie. **Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Geologique de France**, **1**:22-23.

DEUNFF, J. & CHATEAUNEUF, J. J., 1976. Sur la presence d'un riche microplancton Siluro-Devonien a Acritarche spores et Chitinozoaires au sommet des Schistes et Quartzites de Plougastel (Rade de Brest-Finistère); son interet stratigraphique. **Geobios**, **9**(3):337-343.

DEUNFF, J., & PARIS, F., 1972. Présence d'un Paleoplancton à acritarches, Chitinozoaires, spores, scolecodontes et radiolaires dans les formations siluro-devoniennes de la région de Plourach (Côtes-du-Nord). **Bulletin de la Société Géologique et Mineralogiques de Bretagne**, *sér.C,* **3**(2):83-88.

DEUNFF, J. & MASSA, D., 1975. Palinologie et Stratigraphie du Cambro-Ordovicien (Libye nord-occidentale), **Comptes Rendus des Séances de l'Academie des Sciences**, sér.D, **281**:21-24.

DEUNFF, J., LEFORT, J. P. & PARIS, F., 1971. Les microplancton Ludlovien des formations Immergéés des Minquiers (Manche) et as place dans la distribution du paleoplancton Silurien. **Bulletin de la Société Géologique et Mineralogique de Bretagne**, sér.C, **3**(1):9-28.

DORNING, K. J., 1981. Silurian acritarchs from the type Wenlock and Ludlow of Shropshire, England. **Review of Palaeobotany and Palynology**, **34**(2):175-203.

DORNING, K. J., 1982. Early Wenlock acritarchs from the Knockgardner and Straiton Grit Formations of Knockgardner, Ayrshire . **Scottish Journal of Geology**, **18**(4):267-273.

DORNING, K. J., 1983. Palynology and Stratigraphy of the Much Wenlock Limestone Formation of Dudley, Central England. **Mercian Geologist**, **9**(1):31-40.

DOWNIE, C. 1959. Hystrichospheres from the Silurian Wenlock shale of England. **Palaentology**, **2**(1):56-71.

DOWNIE, C. 1963. 'Histrichospheres'(acritarchs) and spores of the wenlock Shales (silurian) of wenlock England. **Palaeontology**, **6** (4):625-652.

DOWNIE, C. & SARJEANT, W. A. S., 1963. On the interpretation and status of some *Hystrichosphere* genera**. Palaeontologie**, **6**(1):83-96.

DOWNIE, C.; EVITT, W. R. & SARJEANT, W., 1963. Dinoflagellates, Hystrichospheres , and the classification of the Acritarchs . **Geological Sciences**, **7**(3):1-16.

EISENACK, A., 1938. Hystrichosphaerideen und verwandte Formem im baltischen Silur. **Zeitschrift Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie**, **4**(1):1-30.

EISENACK, A. & CRAMER, F. H & DIEZ, M. C. R. D., 1973. Katalog der fossilien Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien . **Band III, Acritarcha**, **4**:52p

EVITT, W. R. 1963. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagelates, hystrichospheres, and acritarchs. I. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, **49**:158-164.

GORKÁ, H., 1974. Quelques informations sur une association d'acritarches du Famennien de Pologne. **Review of Palaeobotany and Palynology**, **18**(1-2):31-135.

GRAHN, Y. & MELLO, J. H. G.,1990. Bioestratigrafia dos Quitinozoários do Grupo Trombetas nas faixas marginais da bacia do Amazonas. **Relatório interno da Petrobrás**, 86p.

HENRY, J. L. & THADEU, D., 1971. Intérêt stratigraphique et paléogéographique dans microplancton à acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Serra de Buçaco (Portugal). **Comptes Rendus des Sciences de l'Academie de science**, **272**:1343-1346.

HILL, P. J., 1974. Stratigraphic palinology of Acritarchs from the type area of the Llandovery and the Welsh Borderland. **Review of Palaeobotany and Palynology**, **18**:11-23

HILL, P. J. & DORNING K.J. 1984. Appendix 1. Acritarchs; in: Cocks, L. R. M.; Woodcock, N.H.; Rickards; Temple, J. T. & Lane, P. D., The Llandovery Series of the type area; **Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series**, **38**:174-176.

JUX, U., 1975. Phytoplankton aus dem mittleren Oberdevon (Nehden-Stufe) des südwestlichen bergischen Landes (rheinisches Schiefergebirge). **Palaeontographica**, **149**(5-6):113-138.

KONZALOVÁ-MAZANCOVÁ, M., 1969. Acritarcha Evitt 1963, aus den Unter-Ashgil Böhmens. **Palaeontographica, 125**(1-3):1-92.

LE HÉRISSÉ, A., 1989. Acritarches et kystes d'algues Prasinophycées du Silurien de Gotland, Suéde. **Paleontographia Italica**, **76**(32):57-302.

LEWIS, H. P., 1940. The microfossils of the Upper Caradocian phosphate deposits of Montgomeryshire, noth Wales. **Annals and Magazine of Natural Hystory**, sér. *2*, **5**(25):1-39.

LISTER, T. R., 1970. The acritarchs and Chitinozoa from the Wenlock and Ludlow series of the Ludlow and Millichope areas, Shropshire Part 1. **Palaeontographical Society Monographs**, **1**:100p.

MABILLARD, J & ALDRIDGE, R., 1985. Microfossils distributions across the base of the wenlock Series in the type area. **Palaeontology 28**:89-100.

MARTIN, F., 1966. Les Acritarches du sondage de la

brassérie Lust, à Kortrijk (Courtrai) Silurien belge. Extrait du **Bulletin de la Societé Belge de Géologie, de Paléontologie et D'Hydrographie**, Bruxelles, **74**(3):1-47.

MARTIN, F., 1967. Les Acritarches du parc de Neuville-Sous-Huy (Silurien belge). **Bulletin de la Societé Belge de Géologie, de Paléontologie et D'Hydrographie**, Bruxelles, **75**(3):307-335.

MARTIN, F., 1969.Les Acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belges. Détermination et valeur stratigraphique. Institut royal des sciences naturelles de Belgique , **Mémoire**, **160**:1-175. (cover date 1968).

MARTINEZ-MACCHIAVELLO, J. C. 1968. Quelques acritarches d'un échantillon du Dévonien inferieur (Cordobés) de Blanquillo, Départament de Durazno, Uruguai. **Revue de Micropaléontologie**, **11**(2):78-84.

MOREAU-BENOIT, A., 1974. Recherches de Palynologie et de Planctologie. Sur le Dévonien et quelques formations Siluriennes dans le Sud-Est du Massif Armoricain. **Mémoires de la Société Geologique et Mineralogiques de Bretagne**, **18**:1-248.

PARIS, F., & DEUNFF, J., 1970. Les paleoplanctons Llanvirnien de la Roche-au-Merle (Commune de Vieux-Vy-sur-Couesnon, Illi-et-Vilaine). **Bulletin de la Société Géologique e Mineralogique de Bretagne** sér.C, **2**(1):25-43.

PLAYFORD, G., 1976. Plant microfossils from the Upper Devonian and Lower Carboniferous of the Canning Basin, Western Australia **Palaeontographica**, Abt.B, **158**(1-4):1-71.

PLAYFORD, G., 1977. Lower to Middle Devonian Acritarchs of the Moose River Basin, Ontario. **Geological Survey of Canada, Bulletin 279**:1-87.

PÖTHE DE BALDIS, E. D., 1974. Microplancton adicional del Silurico Superior de Santiago del Estero, Republica Argentina. **Ameghiniana**, **11**:311-327.

RAUSCHER, R., 1973. Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovician et le Silurian en France. Étude des acritarches, des Chitinozoaires et de spores. Sciences Géologiques, Université Louis Pasteur de Strasbourg, Institut de géologie, **Mémoire 38**:1-224.

RAUSCHER, R., DOUBINGER, J. & MANCHE-BAIN, A.1965 Spores et acritarches du Dévonien inférieur (Siegéninen) du Cotentin.Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, **Bulletin**, **18**(4):307-317.

RICHARDSON, J. B. & IOANIDES, N., 1973. Silurian palynomorphs from the Tanezzuft and Acacus Formations , Tripolitania, North Africa. **Micropaleontology, 19**(3):257-307.

SHESHEGOVA, L.I., 1971. Akritarkhy paleozoya (Paleozoic acritarchs). *In*: VOZZHENNIKOVA T.F. (ed.), Vodorosli Paleozoya i Mezozoya Sibiri. K III Mezhdunarodnoi **Palinologicheskoi Konferentsii Novosibirsk (Third International Palynological Conference Novosibirsk), Izdatelstvo Nauka, Moskva**,:9-35-.

SHESHEGOVA, L.I., 1975. [Fitoplankton silura Tuvy (razrez "Eslegest") Phytoplankton of the Silurian from the Tuve (the sextion of the "Alegest")] In: K IV Mezhdunarodnoi Palinologicheskoi Konferentsii, Indiya, Laknau, 1976, Trudy **Akademiya Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Institut Geologii i Geofizik Novosibirsk**, **224**:1-100.

STAPLIN, F. L. 1961. Reef-controlled distribution of Devonian Microplankton in Alberta. **Palaeontologie**, **4**(3):392-424.

STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, 1960. Hystrichosphères du Dévonien belge (Sondage de l'Asile d'alienés à Tournai). **Senckenbergiana Lethaea**, **41**(1-6):1-11.

STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, 1962. Hystrichosphères du Devonien Belge (Sondage de l'Asile d'aliéné à Tournai) **Bulletin de la Societé Belge de Géologie, de Paléontologie et D'Hydrographie**, **71**:41-77.

STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, 1963. Les Hystrichosphères au mieux les Acritarches du Silurien Belge. Sondage de la Brasserie Lust à Courtrai (kortrijk). **Bulletin de la Societé Belge de Géologie, de Paléontologie et D'Hydrographie**, **71**(3):450-481.

STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, 1967. Les Acritarches du Dinantien du Sondage de L'Asile d'alienés à Tournai Belgique. **Bulletin de la Societé Belge de Géologie, de Paléontologie et D'Hydrographie**, **74**(2):462-477.

STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, 1969. Acritarches du Famennien Inférieur. **Académie Royale de Belgique** **8**(6):5-51.

TAPPAN, H. & LOEBLICH, A. R. Jr., 1971. Surface sculpture of the wall in lower Paleozoic acritarch. **Micropaleontology 17**(4):385-410.

THUSU, B., 1973. Acritarchs of the Middle Silurian Rochester formation of southern Ontario. **Palaeontology 16** (4):799-826.

THUSU, B., 1973b. Acritarches provenant de L'Ilion Shale (Wenlockien), Utica, New York. **Revue de Micropaléontologie**, **16**(2):137-146.

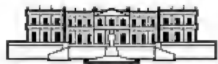
TIMOFEEV, B. V., 1962. Teodolitnyi paleontologicheskii stolik (novyi metod issledovaniya iskopaemogo mikroplanktona) obshchie zamechaniya. Vsesoyuznvi.Neftyanoi Nauchno-Issledovatelskii Geologorazvedochnyi. Institut Leningrad (VNIGRI). Trudy, **PaleontologicheskiiSbornik**, **196** (3):601-647.

TYNNI, R., 1975. Ordovician hystrichospheres and Quitinozoans in limestone from the Bothnian Sea. **Geologian Tutkimuskesus (Finland), Bulletin**, **279**:1-59.

WALL, D., 1965. Microplankton, pollen and spores from de lower jurassic in Britain. **Micropaleontology**, **11** (2):151-190.

WICANDER, E. R., 1974. Upper Devonian Lower Mississippian acritarchs and prasinophycean algae from Ohio, U.S.A. **Palaeontographica**, Abt. B, **148**(1-3):9-43.

WINSLOW, M. R., 1962. Plant spores and other microfossils from Upper Devonian and Lower Mississippian rocks of Ohio. **United States Geological Survey, Professional Paper**, **364**:1-93.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.395-410, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

PALINOLOGIA (FUNGOS) DA FORMAÇÃO CALUMBI, PALEOCENO DA BACIA DE SERGIPE, BRASIL [1]

(Com 4 figuras)

ELIZABETE PEDRÃO FERREIRA [2]
MARCELO DE ARAUJO CARVALHO [3]
MARTA CLAUDIA VIVIERS [2]

RESUMO: Uma variedade de restos de fungos, particularmente esporos, foi recuperada de folhelhos e siltitos da Formação Calumbi, Paleoceno da Bacia de Sergipe, através da técnica usual de preparação palinológica. Essas rochas foram posicionadas no Neopaleoceno inicial, conforme indicado pela presença da zona de palinomorfo *Apectodinium homomorphum* e da zona de foraminífero planctônico *Igorina pusilla* e depositadas em ambiente nerítico externo/batial superior, como evidenciado pelos foraminíferos bentônicos. Foram registrados exemplares de fungos da classe Deuteromycetes (Fungi Imperfect) representada pelos grupos Amerosporae (*Acremonium, Diporisporites, Inapertisporites, Foveodiporites*), Didymosporae (*Dicellaesporites, Fusiformisporites*), Phragmosporae (*Brachysporisporites, Diporicellaesporites, Pluricellaesporites, Diporicellaesporites, Multicellites, Quilonia, Reduviasporonites*), Dictyosporae (*Dictyosporites, Palambages, Papulosporinites, Ctenosporites*), Scolecosporae (*Scolecosporites),* Helicosporae (*Involutisporonites*) e Staurosporae (*Frasnacritetrus, Tribolites*). Entre os fungos da classe Ascomycetes (Fungi Perfect), encontram-se representantes da família Microthyriales (*Spinosporonites, Phragmothyrites, Callimothallus*).

Palavras-chave: Palinologia. Fungos. Paleoceno. Formação Calumbi. Bacia de Sergipe.

ABSTRACT: Palynology (Fungi) of Calumbi Formation, Paleocene of Sergipe Basin, Brazil.

Palynomoph fungals were recovered of the shales and siltstones of the Calumbi Formation, Sergipe Basin, through maceration of sedimentary rocks for palynological studies. *Apectodinium homomorphum* palynomorph zone and *Igorina pusilla* planktonic foraminifer zone indicated the late Paleocene age. These rocks were deposited in the outer neritic/upper batial environments as suggested for bentonic foraminifers. Deuteromycetes Class (Fungi Imperfect) is represented by palynomoph fungals of the several groups: Amerosporae (*Acremonium, Diporisporites, Inapertisporites, Foveodiporites*), Didymosporae (*Dicellaesporites, Fusiformisporites*), Phragmosporae (*Brachysporisporites, Diporicellaesporites, Pluricellaesporites, Diporicellaesporites, Multicellites, Quilonia, Reduviasporonites*), Dictyosporae (*Dictyosporites, Palambages, Papulosporinites, Ctenosporites*), Scolecosporae (*Scolecosporites),* Helicosporae (*Involutisporonites*) and Staurosporae (*Frasnacritetrus, Tribolites*). Ascomycetes Class (Fungi Perfect) is represented by Microthyriales Family (*Spinosporonites, Phragmothyrites, Callimothallus* genus).

Key-words: Palinology. Fungi. Paleocene. Calumbi Formation. Sergipe Basin.

INTRODUÇÃO

Os fungos são organismos multinucleados com núcleo eucariota e apresentam dois ciclos reprodutivos, o vegetativo e o sexual (SILVEIRA, 1996). As características mais importantes dos fungos, que possibilitam reuní-los em um reino, é a ausência de pigmentos fotossintéticos como a clorofila comumente encontrada nas algas e plantas. Os fungos são heterótrofos, podendo viver como epífitos, saprófitos, parasitas ou em associações simbióticas (KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000).

Os restos fossilizados de fungos, estudados pela paleomicologia, pertencem ao grupo filamentoso (Divisão Eumycota) e são reportados desde o final do século XIX (SILVEIRA, 1996; TRAVERSE, 1988). Os fungos raramente produzem tecidos duros e resistentes, deixando poucos exemplares fósseis nas seqüências sedimentares, sendo os filamentos simples ou ramificados (hifas), esporos e corpos de frutificação seus principais representantes

[1] Submetido em 05 de janeiro de 2005. Aceito em 22 de agosto de 2005.
[2] PETROBRAS/CENPES. Cidade Universitária, s/n, Ilha do Fundão, 21949-760, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[3] Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

(ELSIK, 1996). Esses microfósseis podem ser recuperados a partir da maceração de rochas sedimentares para estudos palinológicos. Análises químicas realizadas em esporos de fungos fósseis e recentes gerados nas duas fases do seu ciclo de vida mostraram composições diferenciadas, sendo que nas paredes dos esporos assexuados estão presentes compostos polissacarídeos, com a maioria dos componentes orgânicos pertencentes à β-caroteno (esporopolenina), e nas paredes dos esporos sexuados predomina a quitina sobre a esporopolenina (SHAW, 1971).

Os fungos são identificados em quase toda a coluna geológica. Em rochas pré-cambrianas foram observadas formas semelhantes aos fungos, as quais são tratadas sob a designação de Cryptarcha (TIFFNEY & BARGHOORN, 1974). São raros os registros de fungos em rochas paleozóicas, situação considerada como uma conseqüência da baixa evolução das partes duras dos fungos. Entretanto, advoga-se que os fungos desempenharam importante papel na conquista do continente pelo vegetais (Rhyniophitas) no Siluriano Superior, através de associações do tipo micorrizas com estes vegetais (TAYLOR & TAYLOR, 1993). A partir do Mesozóico, suas ocorrências tornam-se mais freqüentes e diversificadas. KALGUTKAR & JANSONIUS (2000) advogam que o aumento da freqüência e da variedade morfológica dos fungos registrados em depósitos do Cenozóico está relacionado à evolução das angiospermas.

Os fungos têm sido utilizados como indicadores de clima quente e úmido em interpretações paleoclimáticas (STAPLIN 1976; JARZEN & ELSIK, 1986) e conseqüentemente para sugerir mudanças na vegetação causadas por alterações climáticas (WOLF, 1966a,b; 1967; VAN SMEERDIJK, 1989). Em termos paleoambientais, esses palinomorfos têm-se mostrado mais freqüentes em ambientes marginais (MULLER, 1959) estuarinos e em áreas de ressurgências (CROSS, THOMPSON & ZAITZEFF, 1966). Entretanto, alguns gêneros de fungos são indicadores de águas não-marinhas (ELSIK, 1996).

Alguns arcabouços bioestratigráficos com base em restos fósseis de fungos são apresentados para a seção do Paleogeno e Neogeno (TRAVERSE, 1988; ELSIK, 1996). No Brasil, esses palinomorfos foram usados como coadjuvantes na definição de várias palinozonas da seção plio-pleistocênica da Bacia da Foz do Amazonas (REGALI, 1971).

Nos estudos biocronoestratigráficos em desenvolvimento na seção paleogena da Bacia de Sergipe (FERREIRA, CARVALHO & VIVIERS, 2003) foi observada uma rica e bem preservada associação palinológica. Este trabalho tem por objetivo mostrar a composição taxonômica dos fungos recuperados de depósitos paleocênicos da Formação Calumbi.

MATERIAL E ÁREA DE ESTUDO

Biocronoestratigrafia e paleoambiente

Os fungos identificados são provenientes de doze amostras de três testemunhos (1, 2 e 3) do poço SE-1, perfurado pela PETROBRAS na parte submersa da Bacia de Sergipe, a qual está localizada na região nordeste brasileira ao longo da costa do Estado de Sergipe (Fig.1). As amostras são provenientes de folhelhos e siltitos cinzas a esverdeados pertencentes à Formação Calumbi, contendo intercalações de arenitos finos a grossos e conglomerados interpretados como turbiditos (FEIJÓ, 1994).

As amostras foram submetidas ao tratamento químico padrão aplicado para rochas cretáceas/cenozóicas utilizado nos laboratórios de micropaleontologia e palinologia da Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (Rio de Janeiro, RJ). O processamento palinológico seguiu as etapas descritas em UESUGUI (1979), cujo objetivo é a eliminação do conteúdo mineralógico e a concentração da maior parte da matéria orgânica palinológica, em especial, no resíduo final. O registro fotomicrográfico dos esporos de fungos foi realizado em microscópio Zeiss-Axioplan com contraste de interferência. Os exemplares foram agrupados nas figuras 2, 3 e 4, segundo a classificação proposta em KALGUTKAR & JANSONIUS (2000).

Os espécimes ilustrados nas figuras 2, 3 e 4 estão referenciados sob coordenadas, *England Finder* (e.f.). As lâminas palinológicas estão depositadas na Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia (BPA/CENPES/PETROBRAS).

Os dados biocronoestratigráficos foram obtidos através da análise dos foraminíferos planctônicos e dos palinomorfos e as interpretações paleoambientais foram realizadas com base nos foraminíferos bentônicos.

Com base na presença da espécie de dinoflagelado *Apectodinium homomorphum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955) LENTIN & WILLIAMS 1977, espécie-guia da zona homônima (REGALI, UESUGUI & SANTOS 1974a) sugere-se a idade paleocênica para

os testemunhos estudados. Os dinocistos mostram-se abundantes, diversificados e predominam nas associações palinológicas. Entre os palinomorfos terrestres destacam-se os grãos de pólen, tais como *Proxapertites operculatus* GERMERAAD, HOPPING & MULLER 1968, *Proxapertites cursus* VAN HOEKEN-KLINKENBERG 1966, *Retidiporites magdalenensis* VAN DER HAMMEN & GARCIA DE MURTIS 1966 e *Echitricolpites communis* REGALI, UESUGUI & SANTOS 1974b. Ressalta-se que os morfotipos polínicos tricolpados e tricolporados são comuns. Estão presentes também representantes de esporos de pteridófitas (lisos e ornamentados), esporos de algas verdes zignemataceas, prasinófitas, clorococales, além de acritarcos, palinoforaminíferos e escolecodontes.

Os estudos realizados com base em foraminíferos planctônicos permitiram diagnosticar a Zona *Igorina pusilla* de NOGUTI & SANTOS (1972), restringindo assim a idade do intervalo estudado ao Neopaleoceno inicial. O conteúdo de foraminíferos bentônicos presentes nos folhelhos e siltitos dos três testemunhos indica um ambiente deposicional nerítico externo/batial superior.

TRABALHOS ANTERIORES

Na maioria dos estudos palinológicos realizados em seções cretáceas e cenozóicas brasileiras, os fungos são reportados apenas como um dos componentes das associações (LIMA 1978; LIMA & AMADOR, 1985; PEDRÃO, 1995; BOTELHO NETO, 1996). Porém, destaca-se o arcabouço palinoestratigráfico da seção plio-pleistocênica da Bacia da Foz do Amazonas elaborado por REGALI (1971), onde as extinções locais de alguns esporos de fungos foram utilizados na definição de palinozonas.

De modo geral, as freqüências relativas dos fungos nas associações palinológicas mostraram-se baixas na seção cretácea marinha das bacias de Santos (HASHIMOTO, 1995), Almada (ARAUJO *et al.*, 1998) e Sergipe (CARVALHO, 2001), nas seções eocenas-oligocenas continentais das bacias Resende, Taubaté e São Paulo (YAMAMOTO, 1995) e em depósitos quaternários do talude continental da Bacia de Campos (MENEZES, 2002).

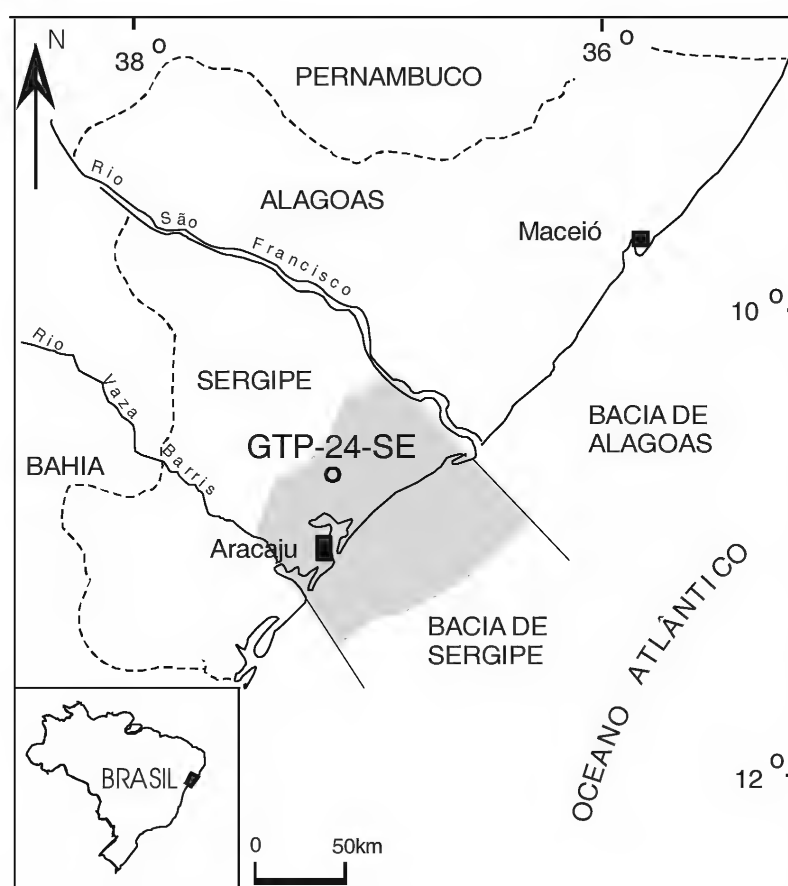


Fig.1- Mapa de localização do poço SE-1, Bacia de Sergipe, Brasil.

Entre os estudos palinológicos que mostraram acumulações significativas de restos de fungos cita-se o de ARAI *et al.* (1988) que registraram uma predominância desses e de pólens de angiospermas em sedimentos marinhos miocênicos do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. CARVALHO (1996) realizou um inventário dos morfotipos de fungos presentes na seção plio-pleistocênica da Bacia da Foz do Amazonas, registrando grande variação morfológica. As concentrações mais significativas de fungos ocorreram associadas aos esporos das famílias Cyatheacea e Polypodiaceae durante fases interglaciais. Naquela bacia, destacam-se também as análises palinológicas realizadas por HOORN (1997) em sedimentos pleistocênicos de três poços do ODP (*Leg* 155) localizados em áreas mais distais. A autora utilizou as freqüências dos palinomorfos marinhos e dos esporos de fungos e samambaias, além de outros esporos afins, como base para o estabelecimento de biozonas. As zonas A e B, ambas depositadas durante a última glaciação, contêm as freqüências mais significativas dos esporos de fungos, sendo que na Zona A as abundâncias dos esporos de fungos são mais elevadas. Na Zona B, os esporos de fungos encontram-se associados a abundantes grãos de pólen de Graminae e na Zona A, com esporos de pteridófitas representantes das famílias Cyatheaceae e Polypodiaceae, Aspleniaceae e Adiantaceae. Outro trabalho que merece menção é o de GARCIA (1994), que registrou altas concentrações de esporos de fungos em turfeiras quaternárias do vale do Rio Paraíba do Sul, no Estado de São Paulo.

SISTEMÁTICA

Os representantes fósseis dos fungos têm sido identificados e classificados em nível genérico e específico com base nas características morfológicas, uma vez que os esporos encontram-se dispersos e isolados do tecido do micélio.

A morfologia dos restos de fungos fósseis é muito diversificada, sendo o esporo um dos elementos básicos para a classificação. Esporo é o termo genérico usado para uma célula ou grupo de células de cuja germinação se origina o talo (SILVEIRA, 1996). Os esporos podem ser sexuados e assexuados, e se formar endógena ou exogenamente. As principais estruturas morfológicas utilizadas na identificação e classificação dos esporos são os septos, as aberturas (poros, colpos e hilos), a parede e a ornamentação. A cor dos esporos de fungos fósseis varia de amarelo transparente a preto opaco. Apesar da preservação parcial dos fungos no registro fóssil, os espécimes se assemelham morfologicamente aos táxons recentes, permitindo muitas vezes uma atribuição nomenclatural com base nestes mesmos e nos critérios apresentados no Código Nomenclatural Internacional de Botânica (ELSIK, 1996).

Segundo KALGUTKAR & JANSONIUS (2000), os fungos fósseis são posicionados nas classes Deuteromycetes (ou Fungi Imperfect) e Ascomycetes (ou Fungi Perfect) da Divisão Eumycota. A primeira classe compreende um grande grupo de fungos onde está ausente a fase sexual, e na segunda, aqueles com as duas fases reprodutivas.

O sistema de Classificação Esporológica de Saccardo, elaborado para a classificação dos esporos dos Eumycota, está fundamentado no número de células e na organização dos septos presentes nos esporos (SILVEIRA, 1996). Entretanto, esta classificação vem sofrendo modificações por não abranger adequadamente toda a gama morfológica encontrada nos esporos de fungos fósseis e atuais, em especial, a presença ou ausência de aberturas. As modificações sugeridas para melhoria do sistema foram englobadas na sinopse sobre os esporos, micélios e frutificações de fungos fósseis realizada por KALGUTKAR & JANSONIUS (2000), que é adotada no presente estudo.

REINO FUNGI WHATTEKAR, 1969

DIVISÃO EUMYCOTA WHATTEKAR, 1969

CLASSE DEUTEROMYCETES (Fungi Imperfect)

GRUPO AMEROSPORAE

Gênero *Acremonium* LINK, 1809
ex FRIES, 1832 *Acremonium* sp.
(Fig.2D)

Descrição – Micélio constituído por hifas aparentemente maciças, aseptadas e aderidas à matéria orgânica tipo amorfo de formato subcircular. As hifas soerguem obliquamente da superfície, sendo fina na porção proximal (lado da aderência) e suavemente espessa em direção à extremidade, a qual é ovalada. Não foi observada abertura. Parede lisa. Algumas hifas apresentam a parede delgada, com septos transversais, distribuídos irregularmente.

Dimensão – Comprimento das hifas = 5-17μm.

Observações – O gênero *Acremonium* Link, 1809 foi assinalado em sedimentos terciários, de provável idade oligocena, na área Báltica da Polônia (KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000). O exemplar difere da espécie *Acremonium succineum* CASPARY, 1907 pelo formato das hifas (filamento reto, com uma estrutura globular/ovalar na extremidade final) e pelas dimensões maiores dessa espécie.

Gênero *Diporisporites* VAN DER HAMMEM 1954
Diporisporites sp.
(Fig.2C)

Descrição – Esporo unicelado, aseptado, de contorno fusiforme, parede espessa e ornamentada por pontuações nas extremidades que são afiladas, com prolongamento curto contendo um poro.

Dimensão – Comprimento = 80μm, largura 26μm.

Gênero *Foveodiporites* VARMA & RAWAT, 1963 emend. KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000
Foveodiporites sp.
(Fig.2E)

Descrição – Esporo unicelado, aseptado, diporado, de contorno elíptico suavemente lobado. Parede espessa e ornamentada por granulação incipiente por todo esporo. Presença de poros nas extremidades opostas, sendo a parede da célula muito fina e longa, formando um vestíbulo.

Dimensão – Comprimento 59μm, largura 26μm.

Observação – O exemplar assemelha-se a espécie *Foveodiporites granulatus* (KE & SHI, 1978) KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000, de idade Eoceno-Oligoceno. No entanto, o exemplar registrado no presente trabalho, não apresenta extremidades proeminentes.

Gênero *Inapertisporites* (VAN DER HAMMEM, 1954) Emend ELSIK, 1968
Inapertisporites sp.
(Fig.2A, B)

Descrição – Esporo unicelado, inaperturado, de contorno fusiforme, aseptado e com finais proximal e distal pontiagudas a subarredondadas. Parede espessa, opaca e com diminutas perfurações, as quais são mais visíveis na região do equador, distribuídas homogeneamente

Dimensão – Exemplar F7f16 (estampa 1, foto 2): comprimento = 97μm, largura 30μm; Exemplar I21.3095 (estampa 1, foto 1): comprimento = 102μm, largura = 41μm.

Observações – O exemplar não foi atribuído ao gênero *Psiamspora* SALARD-CHEBOLDAEFF & LOCQUIN, 1980 por conter perfurações, uma vez que na diagnose desse gênero só estão incluídos espécimes fusiformes psilados. O contorno fusiforme acentuado e a grande dimensão do exemplar não permitem enquadrá-lo em nenhuma espécie do gênero *Inapertisporites* (Van der Hammen, 1954) emend. Elsik, 1968.

GRUPO DIDYMOSPORAE

Gênero *Dicellaesporites* ELSIK, 1968
Dicellaesporites popovii ELSIK, 1968
(Fig.2F)

Descrição – Esporo dicelado, inaperturado, contorno elipsoidal com extremidades arredondadas e com suave constrição na região do septo central; septo fino e sem poro. Parede fina e lisa. As células são similares em forma, porém de dimensões levemente diferenciadas.

Dimensão – Comprimento = 32μm; largura = 21μm, largura do septo = 2μm.

Observação – A espécie *D. popovii* ELSIK, 1968 foi registrada em rochas paleocênicas nos EUA e difere da espécie *D. rinconii* DOUBINGER & PONS, 1973, do Paleoceno-Eoceno, da Colômbia, Bacia de Cerrejon, pelas dimensões maiores e da espécie *D. camerounensis* SALARD-CHEBOLDAEFF & LOCQUIN, 1980, do Oligoceno da costa da África equatorial, Golfo da Guiné e Camarões, por possuir tamanhos das células pouco diferenciados e maiores dimensões.

Dicellaesporites sp.
(Fig.2J)

Descrição – Esporo dicelado, inaperturado, elipsoidal, com extremidades arredondadas e com discreto intumescimento; sem constrição na região do septo, o qual é central e mediano; as paredes são finas e lisas; as células são aproximadamente de mesma dimensão e seus finais subarredondados.

Dimensão – Comprimento = 38μm; largura = 27μm. Septo com cerca de 3μm de espessura.

Observação – o exemplar difere da espécie *D. rinconii* DOUBINGER & PONS, 1973, do Paleoceno-Eoceno, pelas dimensões menores e não ter constrição incipiente no equador.

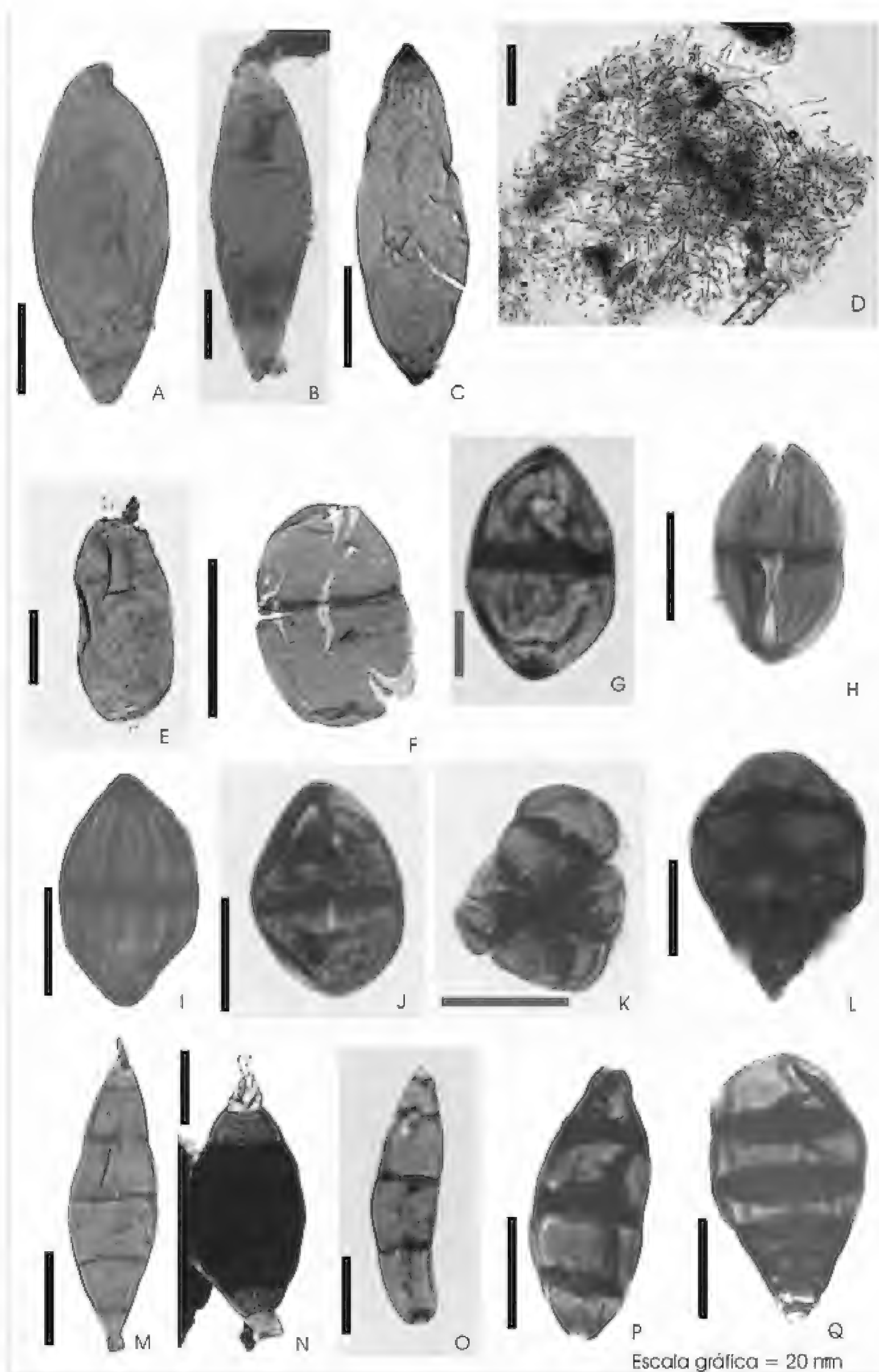


Fig.2- A- *Inapertisporites* sp. (test 1, cx. 9/10, prof. 1147,65m, lâm. 9902550, e.f. W43). B- *Inapertisporites* (test 1, cx. 9/10, prof. 1147,65m, lâm. 9902550, e.f. W43). C- *Diporisporites* sp. (test.2 cx. 5/8 1152m, lâm. 9902551, e.f. V33). D- *Acremonium* sp. (test. 2, prof. 1152m, lâm. 9902551, e.f. G58-3/4). E- *Foveodiporites* sp. (test.2 cx. 5/8 1152m, lâm. 9902551, e.f. L59-4). F- *Dicellaesporites popovii* (test.1 cx. 1/10 1140, 5m, lâm. 2003081, e.f. F36-3). G- *Fusiformisporites* sp. (test. 1, cx. 9/10, prof. 1147,65m, lâm. 9902550; e.f. P48-2). H- *Fusiformisporites* sp. (test.2, cx. 5/8 1152m, lâm .9902551, e.f. E54). I- *Fusiformisporites crabbii* (test. 3, prof. 1160,20m, lâm. 9902555, e.f. N49-4). J- *Dicellaesporites* sp. (test. 3 cx. 3/10 prof. 1158,36m lâm. 9902554 e.f. N54-4). K- *Involutisporonites* sp. (test. 3 cx. 3/10 prof. 1158,36m lâm. 9902554, e.f. R51-3). L- *Brachysporisporites* sp. (test. 3 cx. 1/10 prof. 1157,20m, lâm. 2003092, e.f. T63-2). M- *Diporicellaesporites*? sp. (test. 3 cx. 3/10, prof. 1158,35m lâm. 2003093, e.f. P62-4). N- *Diporicellaesporites* ? sp. (test. 3, prof. 1164,81m, lâm. 9902556, e.f. H50-4). O- *Diporicellaesporites* sp. (test. 1, prof. de 1147,65m, lâm. 9902550; e.f. U33-4). P- *Diporicellaesporites* sp. (test. 3, prof. 1160,20 m, lâm. 9902555, e.f. J33). Q- *Brachysporisporites* sp. (test. 3, prof. 1160,25m, lâm. 2003095, e.f. W38-4).

Gênero *Fusiformisporites* ROUSE, 1962

Fusiformisporites sp.
(Fig.2G)

Descrição – Esporo dicelado, inaperturado, elipsoidal, com leve constrição no septo central e com extremidades levemente pontiagudas e espessadas; as paredes são finas e ornamentadas por pontuações; as células não guardam as mesmas proporções de tamanho, sendo uma menos globosa. Ambas as células apresentam estrias longitudinais muito delicadas.

Dimensão – Comprimento= 38µm.

Fusiformisporites sp.
(Fig.2H)

Descrição – Esporo dicelado, inaperturado, de contorno fusiforme e septo largo; as células contêm dobras longitudinais finas; o esporo apresenta uma suave constrição na região equatorial; extremidades com leve espessamento.

Dimensão – Comprimento = 44µm, largura 26µm.

Observação – O exemplar difere de *Fusiformisporites crabbii* ROUSE, 1962 emend. ELSIK, 1968, pela presença de um número maior de dobras que também são mais finas. A espécie *F. crabbii* foi registrada em rochas do Cretáceo Superior-Eoceno médio da Formação Burrard (Terminal Dock, Vancouver, Canadá).

Fusiformisporites crabbii ROUSE, 1962 emend. ELSIK, 1968
(Fig.2I)

Descrição – Esporo dicelado, inaperturado, de contorno fusiforme. Células com dobras largas orientadas paralelamente ao eixo longitudinal; septo largo.

Dimensão – Comprimento = 45µm.

GRUPO HELICOSPORAE

Gênero *Involutisporonites* CLARKE, 1965

Involutisporonites sp.
(Fig.2K)

Descrição – Esporo multicelado e espiralado; células individuais iniciais trapezóides e as duas últimas globosas; as células estão separadas por septos largos, bem individualizados com poros septais pequenos e centrados; paredes psiladas e finas.

Dimensão – Comprimento = 32µm, largura 26µm.

GRUPO PHRAGMOSPORAE

Gênero *Brachysporisporites* LANGE & SMITH, 1971

Brachysporisporites sp.
(Fig.2L)

Descrição – Esporo multicelado, constituído de 6 células, e de formato periforme. A célula mais distal é elíptica, relativamente menor que a anterior. Porção proximal afilada, contendo um provável poro. Células separadas por septos finos e distintos, sem poros; parede lisa.

Dimensão – Comprimento = 53µm.

Brachysporisporites sp.
(Fig.2Q)

Descrição – Esporo multicelado, constituído de 6 células e de formato periforme. A célula mais distal é elíptica, relativamente menor que a anterior. Porção proximal afilada, contendo poro. Células separadas por septos largos, com poros centrados; parede lisa.

Dimensão – Comprimento = 58µm; largura = 35µm.

Gênero *Diporicellaesporites* ELSIK, 1968

Diporicellaesporites ? sp.
(Fig.2M)

Descrição – Esporo multicelado, de contorno fusiforme, com as extremidades pontiagudas; parede lisa; dois (?) poros pequenos e situados nas extremidades proximal e distal; septos finos aparentemente sem poros centrados.

Dimensão – Comprimento = 71µm, largura 21µm.

Diporicellaesporites ? p.
(Fig.2N)

Descrição – Esporo multicelado, de contorno subfusiforme, com as extremidades afiladas; parede espessa; poro pequeno situado na extremidade proximal e um provável poro na extremidade; septos finos e aparentemente sem poros centrados.

Dimensão – Comprimento = 83µm.

Diporicellaesporites sp.
(Fig.2O)

Descrição – Esporo multicelado, constituído por 4 células, diporado; células subretangulares a trapezoidais, separadas por septos finos, distintos e com poros septais; o exemplar apresenta curvatura incipiente, as células diminuem de tamanho em direção às extremidades, sendo que em uma das extremidades é mais acentuado; os dois poros ocupam as terminações do exemplar; parede lisa.

Dimensão – Comprimento = 70µm; largura = 18µm.

Diporicellaesporites sp.
(Fig.2P)

Descrição – Esporo multicelado, diporado, de contorno fusiforme, com quatro células, parede lisa; poros pequenos e situados nas extremidades; septos largos; as duas células centrais subretangulares, com lado suavemente convexo; as duas células da extremidade são alongadas diferentemente.

Dimensão – Comprimento = 54µm.

Diporicellaesporites ? sp.
(Fig.3F)

Descrição – Esporo multicelado, constituído de 8 células, diporado. Células subretangulares, separadas por septos finos e distintos; exemplar apresenta curvatura incipiente; as células diminuem de tamanho em direção às extremidades; parede lisa e mais espessada nas células maiores.

Dimensão – Comprimento = 150µm; largura célula maior = 25µm.

Gênero *Pluricellaesporites* VAN DER HAMMEN, 1954 emend. ELSIK & JANSONIUS, 1974

Pluricellaesporites sp.
(Fig.3J)

Descrição – Esporo multicelado, multiseptado transversalmente, monoporado, contorno subperiforme na porção inferior e cilíndrica na porção superior; septos largos com poros pequenos centrados e em forma de "V"; parede lisa e espessa.

Dimensão – Comprimento = 200µm.

Observação – O exemplar difere dos tipos incluídos no gênero *Quilonia* JAIN & GUPTA, 1970, por apresentar um poro.

Pluricellaesporites-sp.
(Fig.3G)

Descrição – Esporo multicelado, multiseptado transversalmente, monoporado, contorno subperiforme; septos largos com poros centrados e em forma de "V"; parede lisa e espessa.

Dimensão – Comprimento = 120µm, largura = 30µm.

Pluricellaesporites sheffyi MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ & TOMASINI-ORTIZ, 1989
(Fig.3H, I)

Descrição – Esporo multicelular, multiseptado transversalmente, monoporado. Presença de uma célula diferenciada, forma cilíndrica, na região proximal; as células aumentam de tamanho a partir da célula cilíndrica ao longo de um eixo longitudinal; septos largos com poros centrados e em forma de "V"; parede lisa e espessa. Eixo curvado na porção proximal.

Dimensão – Exemplar I7.2551: comprimento = 60µm.

Observação – A célula inicial, de forma cilíndrica, é semelhante à extremidade do esporo de *Scolecosporites* LANGE & SMITH, 1971, porém difere deste por não ter o comprimento tão longo.

Gênero *Multicellites* KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000

Multicellites sp.
(Fig.3A)

Descrição – Esporo inaperturado, liso, com quatro células, triseptado; contorno elíptico com extremidades arredondadas; septos largos sem aberturas na região central; presença de constrições nas células na área dos septos; as duas células da extremidade são menores e de tamanho igual; as duas células centrais são maiores, com formato subretangular, paredes externas suavemente convexas e de mesmo tamanho.

Dimensão – Comprimento = 58µm, largura 24µm, septo= 3µm.

Observação – O exemplar difere de *Multicellaesporites* pela ausência de um sulco longitudinal e de *Pluricellaesporites* pela ausência do hilo proximal. O exemplar difere da espécie de *Multicellites ellipticus* (SHELFFY & DILCHER, 1971) KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000, pelas dimensões maiores, e de *Multicellites leptaleus* (KE & SHI, 1978) KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000, por ser liso.

Gênero *Quilonia* JAIN & GUPTA, 1970 emend. KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000

Quilonia sp.
(Fig.3D)

Descrição – Esporo multicelado, piriforme e inaperturado; parede lisa; extremidade proximal arredondada e a distal afilada, sendo a última célula apresentando-se mais alongada que as demais.

Dimensão – Comprimento = 104µm, largura = 40µm.

Quilonia sp.
(Fig.3E)

Descrição – Esporo multicelado, com as células dispostas de forma uniseiral, contorno subfusiforme, e inaperturado; extremidade proximal arredondada e distal afilada; presença de poros septais; parede lisa.

Dimensão – Comprimento = 107µm, largura 24µm.

Gênero *Reduviasporonites* WILSON, 1962

Reduviasporonites sp.
(Fig.3B)

Descrição – Esporo multicelado (18 células), com as células subcirculares a eliptica arranjadas em cadeia, com aumento do tamanho das células a partir da célula basal; paredes lisas e finas.

Dimensão – Comprimento total = 267µm.

Reduviasporonites sp.
(Fig.3C)

Descrição – Esporo multicelado, com células subcirculares a elípticas, de dimensões similares e arranjadas em cadeia; paredes lisas e finas.

Dimensão – Comprimento total da cadeia = 110,5µm.

GRUPO SCOLECOSPORAE

Gênero *Scolecosporites* LANGE & SMITH, 1971 emend.

KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000
Scolecosporites sp.
(Fig.3M)

Descrição – Fragmosporo filamentoso linear e muito longo; as células (total de 26) são subretangulares-subtrapezoidais, com septos largos transversais e poros septais; as duas células das extremidades são pontiagudas, com um poro no final proximal.

Dimensão – Comprimento = 175µm, largura = 8µm.

Scolecosporites sp.
(Fig.3N, O)

Descrição – Fragmosporo filamentoso linear e muito longo; as células (total de 15) são subretangulares, com septos finos transversais e com poros septais; a célula da extremidade proximal contém um poro.

Dimensão – Exemplar I1.3095 (estampa 2, foto 13): comprimento = 186µm; largura = 76µm; Exemplar I12.3095 (estampa 2, foto 14): comprimento = 145µm, largura = ~7µm.

GRUPO STAUROSPORAE

Gênero *Frasnacritetrus* TAUGOURDEAU, 1968

Frasnacritetrus sp.
(Fig.3K)

Descrição – Conídia com o corpo principal subretangular e liso, com três filamentos; o corpo é multicelado e os filamentos se elevando do final; estes são tubulares, de tamanho e comprimento uniforme e com a terminação truncada.

Dimensão – Comprimento do corpo = 32µm; largura do corpo = 20µm; comprimento do processo = 31µm.

Observação – O exemplar difere de *Tetraploa*, um gênero pertencente à Classe Hyphomycetes, por não apresentar o corpo do esporo multicelado muriforme.

Gênero *Tribolites* BRADLEY, 1964

Tribolites ? sp.
(Fig.3L)

Descrição – Esporo constituído por hifas que se bifurcam; as células são subretangulares, com septos finos, bem marcados e aparentemente sem poro. As hifas apresentam comprimentos diferenciados. A bifurcação ocorre a partir de quatro células consecutivas.

Dimensão – Comprimento total = ~65µm.

Tribolites sp.
(Fig.3P)

Descrição – Esporo constituído de quatro hifas posicionadas radialmente a partir de uma célula central; cada hifa ramificada contém pelos menos até quatro células, subretangulares; os septos são finos, bem marcados e aparentemente sem poros. Os comprimentos das hifas são diferenciados.

Dimensão – Comprimento total = ~55µm.

Gênero *Trihyphites* KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000

Trihyphites sp.
(Fig.3Q)

Descrição – Esporo constituído de três hifas, posicionadas radialmente a partir de célula central do mesmo tamanho daquelas das hifas ramificadas. As hifas apresentam comprimentos aproximadamente iguais; septos finos e bem marcados, aparentemente sem poros.

Dimensão – Comprimento total = 82µm.

GRUPO DICTYOSPORAE

Gênero *Ctenosporites* ELSIK & JANSONIUS, 1974

Ctenosporites ? sp.
(Fig.4B)

Descrição – Conjunto de células subcirculares a subtrapezoidais, aproximadamente do mesmo tamanho, com septos espessos; células arranjadas de forma irregular; paredes lisas.

Dimensão – Diâmetro da célula = ~10µm.

Observação – A colônia de fungos difere do agrupamento do gênero *Staphlosporonites* SHEFFY & DILCHER, 1971 por não apresentar crescimento ao longo de um eixo relativamente reto e do gênero *Microsporonites* JAIN, 1968 por apresentar formato da célula mais irregular do que circular.

Gênero *Dictyosporites* FELIX, 1894 emend KALGUTKAR & JASONIUS, 2000

Dictyosporites sp.
(Fig.4D)

Descrição – Esporo de fungo composto de várias células arranjadas ao longo de um eixo simples; esporo monoporado, de parede psilada, com septos longitudinais e horizontais; as células são pequenas, aproximadamente subretangulartes e de tamanhos irregulares; o contorno do esporo é oval.

Dimensão – Comprimento 56µm; largura 32µm.

Gênero *Palambages* WETZEL, 1961

Palambages ? sp.
(Fig.4C)

Descrição – Grupo de células (esclerótia ?), de contorno circular-subcircular, parede lisa e fina; as células estão envolvidas por um envoltório delgado e liso; o agrupamento contém mais de 70 células.

Dimensão – Comprimento = 95µm; largura do exemplar = 75µm; diâmetros da células variando de 8-10µm.

Gênero *Papulosporonites* SCHIMIEDEKNECHT & SCHWAB, 1964

Papulosporonites sp.
(Fig.4A)

Descrição – agrupamento de células, formato subelíptico; células mais externas aproximadamente de mesmo tamanho e de formato subtrapezoidal; essas são um pouco maior que as internas; as células têm paredes finas e lisas e não apresentam arranjo irregular.

Dimensão – Comprimento = 58µm; largura = 47µm.

CLASSE ASCOMYCETES (Fungi Perfect)

Família MICROTHYRIALES

Gênero *Spinosporonites* SAXENA & KHARE, 1992

Spinosporonites sp.
(Fig.4E)

Descrição – Esporo globoso, inaperturado e multicelado; cada célula possui um espinho na extremidade distal; os espinhos, base alargada e terminação pontiaguda, são homogêneos na forma e comprimento.

Dimensão – Diâmetro total = 38µm; corpo sem espinho = 25µm; comprimento do espinho = 13µm.

Spinosporonites sp.
(Fig.4F)

Descrição – Esporo globoso, inaperturado, multicelado; cada célula possui um espinho, com a base suavemente alargada e com terminação pontiaguda.

Dimensão – Diâmetro total = 53µm; corpo sem espinho = 35µm; comprimento do espinho = 18µm.

Observação – O exemplar apresenta a maioria dos espinhos fragmentados.

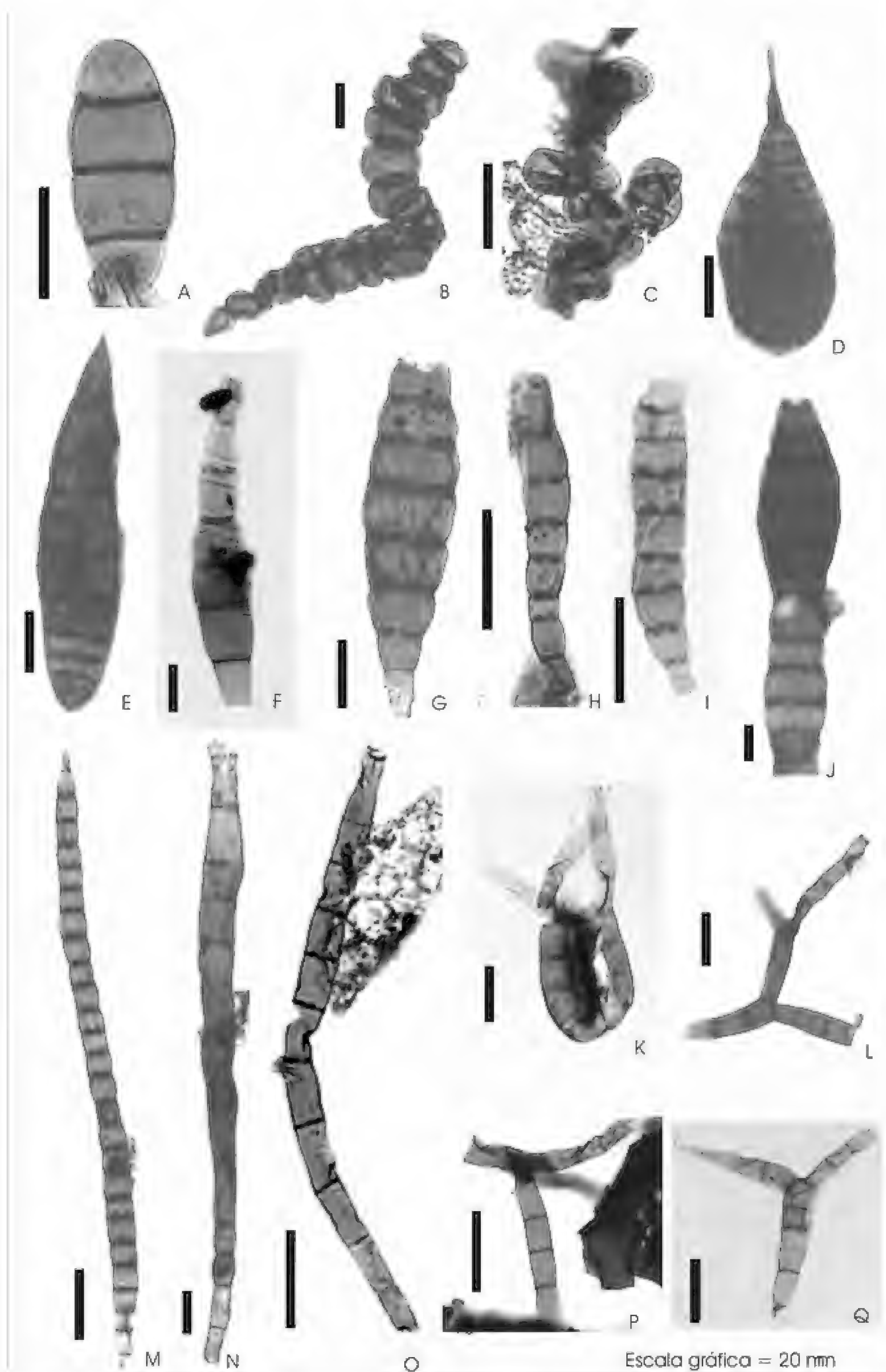


Fig.3- A- *Multicellites* sp. (test. 3 cx. 3/10 prof. 1158,36m lâm. 9902554, e.f. Q57-3). B- *Reduviasporonites* sp. (test. 3 cx. 3/10 prof. 1158,35m lâm. 2003093, e.f. P62-4). C- *Reduviasporonites* sp. (test. 2, prof. 1152,45m, lâm. 2003091, e.f. P51-4. D- *Quilonia* sp. (test.3, prof. 1164,75m, lâm. 2003100, e.f. J60-2/4). E- *Quilonia* sp. (test. 3, prof. 1164,75m, lâm. 2003100, e.f. J60-2/4). F- *Diporicellaesporites* ? sp. (test.3 cx. 3/10, prof. 1158,36m lâm. 9902554, e.f. O55-2). G- *Pluricellaesporites*-sp. (test. 1, prof. 1140,50m, lâm. 2003081, e.f. X58-1). H- *Pluricellaesporites sheffyi* (test. 2, prof. 1152m, lâm. 9902551, e.f. G59-4). I- *Pluricellaesporites sheffyi* (test. 2, prof. 1152m, lâm. 9902551, e.f. G59-4). J- *Pluricellaesporites* sp. (test.3 cx. 5/10, prof. 1160,25m lâm. 2003095, e.f. D41-2). K- *Frasnacritetrus* sp. (test. 3, prof. 1157,20m, lâm. 2003092, e.f. M 53-4). L- *Tribolites* ? sp. (test. 3 cx. 5/10 1160,25m lâm. 2003095, e.f. Y54-2/4). M- *Scolecosporites* sp. (test.3 cx. 1/10 1157,2m lâm. 2003092, e.f. Q32-2). N- *Scolecosporites* sp. (test.3 cx. 5/10, prof. 1160,25m lâm. 2003095, e.f. E33-2/4). O- *Scolecosporites* sp. (test.3 cx. 5/10, prof. 1160,25m lâm. 2003095, e.f. E33-2/4). P- *Tribolites* sp. (test.3 cx. 5/10 1160,25m lâm. 2003095, e.f. E37-3/4). Q- *Trihyphites* sp. (test.3 cx. 5/10 1160,25m lâm. 2003095, e.f. D36-3).

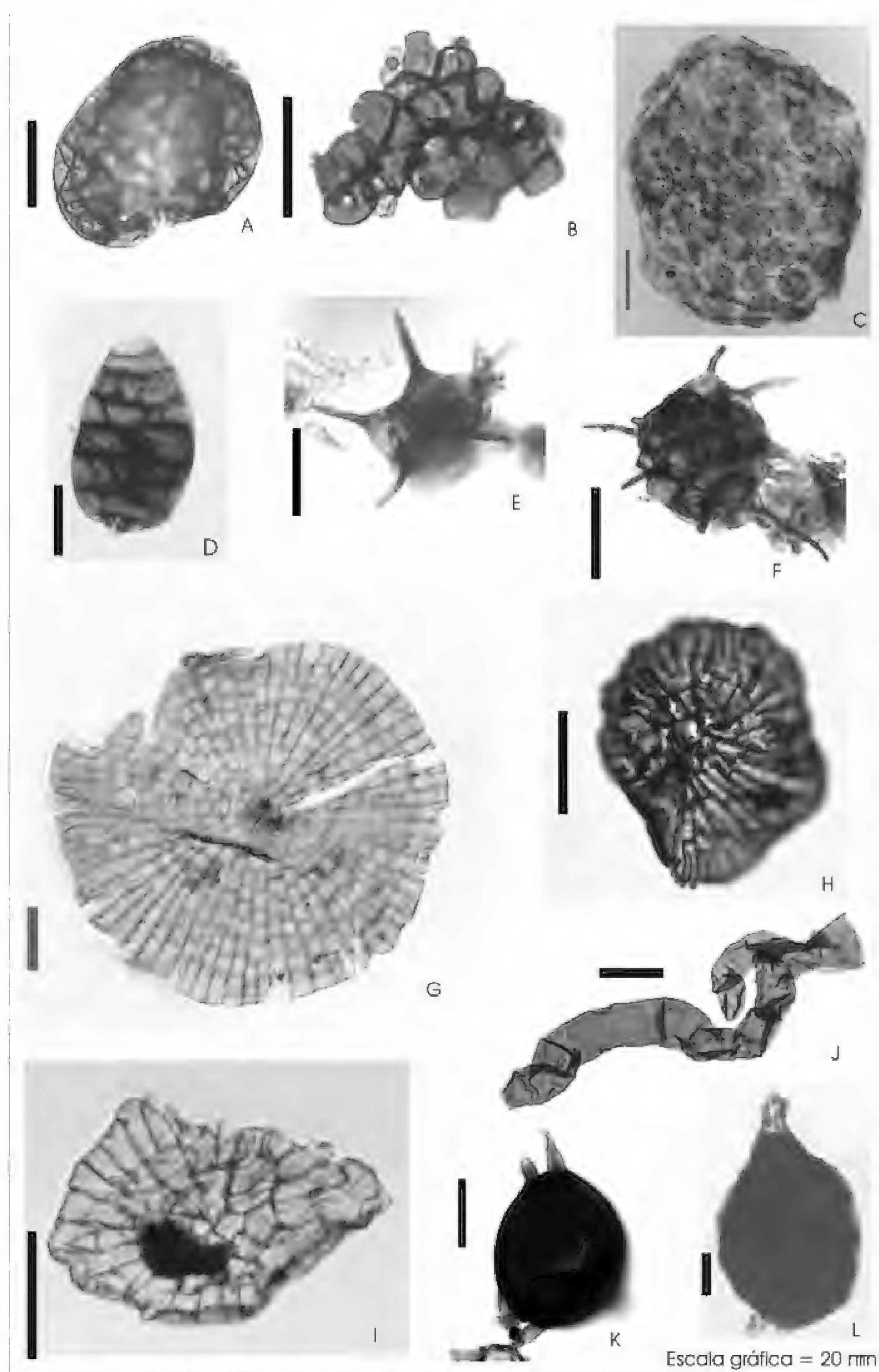


Fig.4- A- *Papulosporonites* sp. (test.3 cx. 5/10 1160,25m lâm. 2003095 e.f. E37-3/4). B- *Ctenosporites* ? sp. (test. 2, prof. 1152m, lâm. 9902551, e.f. Y33). C- *Palambages* ? sp. (test 1, cx. 1/10, prof. 1140,1m, lâm. 2003080, e.f. O34-1/2). D- *Dictyosporites* sp. (test. 1, prof. 1147,65m; lâmina 9902550, e.f. Q38). E- *Spinosporonites* sp. (test 3, cx. 1/10, prof. 1157,2m, lâm. 2003092 L55-2). F- *Spinosporonites* sp. (test. 2 cx. 5/8, prof. 1152,45m, lâm. 2003091, e.f. S49). G- *Phragmothyrites* sp. (test. 1, prof.1142,25m, lâm. 2003084, e.f. P33-2). H- *Callimothallus* sp. (test. 2, prof. 1152,45m, lâm. 2003091, e.f. K50-1). I- *Phragmothyrites* sp. (test. 3, caixa 1/10, prof. 1157,20m; lâm. 2003092; e.f. U53-2). J- Fungo indeterminado (test. 3, prof. 1160,25m, lâm. 2003095, e.f. X39). K- Esporo de fungo indeterminado (test. 3, prof. 1160,25m; lâm. 2003095, e.f. G37-2). L- Esporo de fungo indeterminado (test. 3, prof. 1163,77m; lâm. 2003099; e.f. H50).

Gênero *Phragmothyrites* EDWARDS, 1922 emend. KALGUTKAR & JANSONIUS, 2000

Phragmothyrites sp.
(Fig.4G)

Descrição – Ascomata circular, composta por hifas arranjadas de forma radial e de contato lateralmente; as células são subretangulares e uniformes, aumentando de tamanho em direção à periferia; as células da última volta são mais alongadas que as demais, não apresentam prolongamentos; a parede é espessa e homogênea em quase toda superfície.

Dimensão – Diâmetro = 100µm.

Phragmothyrites sp.
(Fig.4I)

Descrição – Ascomata, de contorno irregular, sem poro, composta por hifas arranjadas de forma radial, que se interconectam lateralmente; as células centrais são poliédricas e maiores do que as periféricas; as células das periféria são subretangulares alongadas e as da última volta não apresentam ornamentação; a parede apresenta uma espessura homogênea.

Dimensão – Comprimento = 57µm.

Gênero *Callimothallus* DILCHER, 1965

Callimothallus sp.
(Fig.4H)

Descrição – Peritécio subcircular, com as hifas arranjadas radialmente; na parte central encontra-se um conjunto de células de dimensões menores que as da periferia; as células são subretangulares, com poro; o conjunto de células periféricas apresenta-se com forma irregular e sem ornamentação.

Dimensão – Diâmetro aproximado = 47µm.

FUNGOS INDETERMINADOS

Fungo indeterminado
(Fig.4J)

Descrição – Filamento tubular, ramificado, relativamente ondulado, não septado e com as terminações das ramificações fechadas subarredondadas; parede lisa.

Dimensão – Comprimento = ~135µm.

Observação – O exemplar difere da espécie-tipo do gênero *Archaeorestis* BARGHOORN *in* BARGHOORN & TYLER, 1965, do Pré-cambriano, por não apresentar bulbos e contorno relativamente mais reto.

Esporo de fungo indeterminado
(Fig.4K)

Descrição – Esporo unicelado, de contorno subtriangular, com hilo, parede lisa e espessa e muito escura; apresenta quatro processos curtos e de tamanhos diferentes.

Dimensão – Comprimento = 50µm, largura = 44µm.

Esporo de fungo indeterminado
(Fig.4L)

Descrição – Esporo unicelado, de contorno piriforme, com uma das extremidades prolongada; parede espessa.

Dimensão – Comprimento = 104µm, largura = 62µm.

REFERÊNCIAS

ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F. & GÓES, A.M., 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. **Anais...**, Belém: SBG, v.2, p.738-752.

ARAUJO, C.V.; CONDÉ, V.; BOTELHO NETO, J.; PEDRÃO, P. & CONCEIÇÃO, J.C., 1998. Palynofacies in a sequence stratigraphy context: an example of an Upper Aptian Section from Almada Basin, Brazil. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE & EXHIBITION, Rio de Janeiro. **Abstracts extended...**, Rio de Janeiro: AAPG, p.582-583.

BOTELHO NETO, J., 1996. **Porção norte da Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo: caracterização, palinoestratigrafia e evolução paleoambiental.** Rio de Janeiro. 163p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

BRADLEY, W.H., 1931. Origin and microfossils of the oil shale of the Green River Formation of Colorado and Utah. **U.S. Geological Survey, Professional Paper**, Washington, **168**:1-58.

BRADLEY, W.H., 1964. Aquatic fungi from the Gree River Formation of Wyoming. **American Journal of Sciences**, New Haven, **28**:130-131.

CARVALHO, M.A., 1996. **Estudo paleoecológico e paleoclimático, com base em palinologia, aplicado em sedimentos pleistocênicos e pliocênicos da Bacia da Foz do Amazonas**. Rio de Janeiro. 146p: Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

CARVALHO, M.A., 2001. **Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. Heidelberg. 150p. Dissertação (Doutorado em Geologia), Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.

CLARKE, R.T., 1965. Fungal spores from Vermejo Formation coal beds (Upper Cretaceous) of central Colorado. **Mountain Geologist**, Denver, **2**:85-93.

CROSS, A.T.; THOMPSON, G.G. & ZAITZEFF, J.B., 1966. Source and distribution of palynomorphs in botton sediments, southern part of Gulf of California. **Marine Geology**, Amsterdam, **4**:467-524.

DILCHER, D.L., 1965. Epiphyllous fungi from Eocene deposits in western Tennessee, U.S.A. **Palaeontographica**, **Abt. B**, Stuttgart, **116**:1-54.

DOUBINGER, J. & PONS, D., 1973. Les champignons épiphylles du Tertiaire de Colombie. I. Le gisement de Cerrejón (Paléocène-Éocène) In: 96. Congrès National des Sociétés Savantes, 1971, Toulouse. **Résumés...**, **5**:233-252.

EDIGER, V.S. & ALISAN, C., 1989. Tertiary fungal and algal palynomorphs biostratigraphy of the Northern Thrace Basin, Turkey. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, **58**:139-161.

EDWARDS, D., 1922. Fragmentary non-vascular plant microfossils from the late Silurian of Wales. **Botanical Journal of the Linnean Society**, London, **8**:223-256.

ELSIK, W.C., 1968. Palynology of a Paleocene Rockdale lignite, Milam Country, Texas. I. Mophology and taxonomy. **Pollen et Spores**, Paris, **10**:263-314.

ELSIK, W.C., 1996. Fungi. In: JANSONIUS, J. & McGREGOR, D.C. (Eds.) **Palynology principles and applications**. Salt Lake, Utah: Americam Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Publishers Press, Chapter 10, v.1, p.293-306.

ELSIK, W.C.; BAESEMANN, C.B.; GRAHAM, A.K.; HOPKINS, W.S.; JANSONIUS, J.; JARZEN, D.M.; NORRIS, G.; PETERSON, E.T.; SRIVASTAVA, S.K.; SWEET, A.R. & TRAVERSE, A., 1983. Annoted glossary of fungal palynomorphs; A short course presented under the auspices of the American Association of Stratigraphic Palynologists. Workshoup on fossil fungal palynomorphs, **A.A.S.P. Contributions Series**, Dallas, Texas, **11**:1-35.

ELSIK, W.C. & JANSONIUS, J., 1974. New genera of Paleogene fungal spores. **Canadian Journal of Botany**, Ottawa, **5**:953-958.

FEIJÓ, F.J., 1994.. Bacias de Sergipe e Alagoas**. Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, **8**(1):149-162.

FERREIRA, E.P.; CARVALHO, M.A. & VIVIERS, M.C., 2003. Presença de fungos fósseis em associações palinológicas do Paleoceno Superior (Formação Calumbi), Bacia de Sergipe. **Boletim de Resumos do 18. Congresso de Paleontologia**, Brasília, p.128.

GARCIA, M.J., 1994. **Palinologia de turfeiras quaternárias do médio vale do Rio Paraíba do Sul, Estado de São Paulo**. São Paulo. 3v. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

GERMERAAD, J.H.; HOPPING, C.A. & MULLER, J., 1968. Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, **6**:189-348.

HASHIMOTO, A.T., 1995. **Contribuição ao estudo do relacionamento da palinologia e a estratigrafia de seqüências. Análise da seção do Cretáceo médio/Superior da Bacia de Santos, Brasil.** Porto Alegre. 130p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

HOORN, C., 1997. Palynology of the Pleistocene glacial/Interglacial cycles of the Amazon Fan (Holes 940A, 944A, and 946A) correlating marine and terrestrial pollen records. In: FLOOD, R.D.; PIPER, D.J.W.; KLAUS, A.; PETERSON, L.C. *et al.* COLOCAR OS DEMAIS NOMES (Eds.) **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v.155, p.397-409.

JAIN, R.K., 1968. Middle Triassic pollen grains and spores from Minas de Petroleo beds of the Cacheuta Formation (Upper Gondwana), Argentina. **Palaeontographica**, **Abt.B**, Stuttgart, **122**:1-47.

JARZEN, D.M. & ELSIK, W.C., 1986. Fungal palynomorphs recovered from Recent river deposits, Luangwa Valley, Zambia. **Palynology**, Dallas, **10**:35-60.

KALGUTKAR, R.M., 1997. Fossil fungi from the lower Tertiary Iceberg Bay Formation, eureka Sound Group, Axel Heiberg Island, North-west Territories, Canada. **Review of Paleobotany and Palynology**, Amsterdam, **97**:197-226.

KALGUTKAR, R.M. & JANSONIUS, J., 2000. Synopsis of fossil fungal spores, mycelia and fructifications. **American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation**, **Contributions Series**, Dallas, **39**:1-429.

KENDRICK, W.B. & NAG RAJ, T.R., 1979. Morphological terms in Fungi Imperfecti. In: KENDRICK, B. (Ed.) **Proceedings of the Second International Mycological Conference**, Kananaskis, Alberta. National Museums of Canada for the Kananaskis Foundation, Ottawa, v.1, p.43-62.

LANA, C.C., 1997. **Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio-Turoniano inferior da porção centro leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil.** Porto Alegre. 197p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

LANGE, R.T. & SMITH, P.H., 1971. The Maslin Bay Flora, South Australia. 3. Dispersed fungal spores. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie**, Monatshefte, Stuttgart, **11**:663-681.

LIMA, M.R., 1978. **Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)**. São Paulo. 335p. Tese (Doutorado em Palinologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

LIMA, M.R. & AMADOR, E.S., 1985. Análise palinológica de sedimentos da formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: Brasília. **Ministério de Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral**, Série Geologia n.27, Seção Paleontologia e Estratigrafia n.2, p.371-378.

MARTÍNEZ-HERNÁNDEZ, E. & TOMASINI-ORTIZ, A.C., 1989. Spores, hyphae and ohter fungal remains from the fuentes-Rio Escondino Carboniferous vasin (Campanian-Maastrichtian), coahuila State, Mexico. **Revista Instituto de Geologia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico**, Ciudad de Mexico, **8**:235-242.

MENEZES, T.R., 2002. **Aplicação de parâmetros palinofaciológicos e organogeoquímicos na reconstrução paleoambiental do talude continental brasileiro Recente na Bacia de Campos - RJ.** Rio de Janeiro. 174p. Dissertação (Mestrado em Palinologia), Programa de Pós-Graduação em Estratigrafia e Paleontologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

MULLER, J., 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments: Reports of the Orinoco Shelf Expedition. **Micropaleontology**, New York, **5**(1):1-32.

NOGUTI, I. & SANTOS, J.F., 1972. Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na plataforma continental brasileira. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, **15**(3):265-283.

PEDRÃO, E., 1995. **Palinoestratigrafia e evolução paleoambiental de rochas sedimentares aptianas-cenomanianas das bacias de Bragança-Viseu e São Luís (margem equatorial brasileira).** Rio de Janeiro. 215p. Dissertação (Mestrado em Palinologia), Programa de Pós-Graduação em Estratigrafia e Paleontologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

REGALI, M.S.P., 1971. **Palinologia dos sedimentos cenozóicos da foz do rio Amazonas**. São Paulo. 96p. Dissertação (Doutorado em Palinologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N. & SANTOS, A.S., 1974a. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, **17**(3):177-191.

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N. & SANTOS, A.S., 1974b. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (II). **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, **17**(4):263-301.

ROSE, G.E., 1962. Plant microfossils from the Burrard Formation of western British Columbia. **Micropaleontology**, New York, **8**:187-218.

ROUSE, G.E., 1959. Plant microfossils from Kootenay coal-measures strat of British Columbia. **Micropaleontology**, New York, **5**:303-324.

ROUSE, G.E. & MUSTARD, P.S., 1997. Nomenclatural note and corretions. **Palynology**, Dallas, **21**:207-208.

SALARD-CHEBOLDAEFF, M. & LOCQUIN, M.V., 1980. Champignons présents au Tertiaire le long du littoral de l'Afrique équatoriale. **Sciences**, Washington, **1**:183-195.

SAXENA, R.K. & KHARE, S., 1992. Fungal remains from the Neyveli Formation of Tiruchipalli District, Tamil Nadu, India. **Geophytology**, Lucknow, **21**:37-43.

SHAW, G., 1971. The Chemistry of sporopollenin. In: Brooks et al. (eds.), Sporopollenin, London: Academic Press, **Proceedings of a Symposium held at the Geology Department**, Imperial College, London, 1970, p.305-352.

SHEFFY, M.V. & DILCHER, D.L., 1971. Morphology and taxonomy of fungal spores. **Palaeontolographica, Abt.B**, Stuttgart, **133**:34-51.

SILVEIRA, V. D., 1996. **Micologia**. 5.ed. Rio de Janeiro: Âmbito Cultural, 332p.

STAPLIN, F.L., 1976. Tertiary biostratigraphy, Mackenzie Delta region, Canada. **Bulletin of the Canadian Petroleum Geology**, Toronto, **24**:117-136.

TAUGOURDEAU, P., 1968. Sur un curiex microfossile incertae sedis du Frasnien du Boulonnais. *Fransnacritetrus* nov. gen. (Acritarche). **Cahiers de Micropaléontologie**, Série 1, Paris, **10**:1-4.

TAYLOR, T.N. & TAYLOR, E.L., 1993. **The Biology and Evolution of Fossil Plants**. New Jersey: Prentice Hall. 982p.

TIFFNEY, B.H. & BARGHOORN, E.S., 1974. The fossil record of the fungi. **Occasional Papers of the Farlow Herbarium of Cryptogamic Botany**, Harvard University Herbaria, Cambridge, **7**:1-42.

TRAVERSE, A., 1988. **Paleopalynology**. Boston: Unwin Hyman. 600p.

UESUGUI, N., 1979, Palinologia; técnicas de tratamento de amostras: **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, **22**:229-240.

VAN DER HAMMEN, T. & GARCIA de MURTIS, C., 1966. The pollen flora of Colombia. **Leisdsche Geologische Mededeelingen**, Leiden, **35**:105-116.

VAN DER HAMMEN, T., 1954. El desarrollo de la flora colombiana en los periodos geológicos. I. Maestrichtiano hasta Tertiário más inferior. **Boletín Geológico**, Bogotá, **2**:49-106.

VAN HOEKEN-KLINKENBERG, P.M.J., 1966. Maestrichtiian, Paleocene and Eocene pollen and spores from Nigeria. **Leisdsche Geologische Mededeelingen**, Leiden **38**:37-38.

VAN SMEERDIJK, D.G., 1989. A palaeoecological and chemical study of a peat profile from the Assendelver Polder (The Netherlands). **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, **58**:231-288.

VENKATACHALA, B.S. & KAR, R.K., 1969. Palynology of the Tertiary sediments in Kutch-2. Epiphyllous fungal remains from the borehole n.14. **The Palaeobotanist**, Lucknow, India, **17**:179-183.

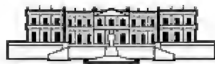
WETZEL, O., 1961. New microfossils from Baltic Cretaceous flintstones. **Micropaleontology**, New York, **7**:337-350.

WOLF, F.A., 1966a. Fungus spores in East African lake sediments. **Bulletin of the Torrey Botanical Club**, Lawrence, **93**:104-113.

WOLF, F.A., 1966b. Fungus spores in East African lake sediments: II. **The Journal of the Elisha Mitchell Scientific Society**, North Caroline University, **82**:57-61.

WOLF, F.A., 1967. Fungus spores in East African lake sediments: V. **Mycologia**, Stanford University, **59**:397-404.

YAMAMOTO, I.T., 1995. **Palinologia das bacias tafrogênicas do sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): análise bioestratigráfica integrada e interpretação paleoambiental**. Rio Claro. 200p. Dissertação (Mestrado em Palinologia), Programa de Pós-Graduação, Universidade Estadual Paulista.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.411-424, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

SEDIMENTAÇÃO ALBO-APTIANA DE PARTÍCULAS VEGETAIS (FITOCLASTOS) EM ROCHAS DO MEMBRO TAQUARI, FORMAÇÃO RIACHUELO, BACIA DE SERGIPE, BRASIL [1]

(Com 13 figuras)

MARCELO DE ARAUJO CARVALHO [2, 3]
DAVID DE CASTRO DE OLIVEIRA [2, 4]
LUCIANO GANDIN MACHADO [2, 5]
JOÃO GRACIANO MENDONÇA FILHO [6]

RESUMO: O regime de sedimentação albo-aptiana ocorrida na Bacia de Sergipe está diretamente relacionado à progressiva separação dos continentes sul-americano e africano, resultando na formação do Oceano Atlântico. Esse trabalho tem como objetivo principal a análise e interpretação paleoambiental baseada na distribuição de partículas orgânicas do grupo fitoclasto e os processos de sedimentação dos mesmos no ambiente marinho. Para este estudo, foram utilizadas 118 amostras do poço GTP-24-SE pertencente ao Membro Taquari, Formação Riachuelo da Bacia de Sergipe. Para tal estudo, foram realizadas análises qualitativas e quantitativas sob luz branca transmitida e fluorescência dos componentes do grupo fitoclasto. Além disso, para acessar informações sobre a distribuição dos fitoclastos foram empregados parâmetros e razões, tais como: percentual de fitoclastos do total da matéria orgânica, razão entre fitoclastos opacos e não-opacos e percentual de cutícula do total de fitoclastos. Sete tipos de componentes fitoclastos foram registrados: opaco equidimensional, opaco alongado, cutículas, não-opaco bioestruturado, não-opaco não estruturado, hifas de fungos e membranas. As partículas de fitoclasto opaco alongado foram as mais abundantes (média= 49,6%) sugerindo um maior transporte de elementos terrígenos. A distribuição estratigráfica das freqüências dos componentes fitoclastos diminui progressivamente para o topo da seção estudada sugerindo um maior distanciamento da área fonte em conseqüência do deslocamento da linha de costa em direção ao continente. Dois tipos de ambientes sedimentares são indicados pelos componentes da matéria orgânica para o Membro Taquari: transicional plataforma-Bacia e plataforma distal.

Palavras-chave: Fitoclastos. Palinofácies. Aptiano-Albiano. Formação Riachuelo. Bacia de Sergipe.

ABSTRACT: Sedimentation of Aptian-Albian plant particles (Phytoclasts) in sedimentary rocks of Taquari Member, Riachuelo Formation, Sergipe Basin, Brazil.

The Aptian-Albian sedimentation occurred in the Sergipe Basin is directly related to the progressive separation of the South American and African continents, resulting in the formation of the South Atlantic Ocean. This work aims the paleoenvironment interpretation based in the distribution and the processes of sedimentation of the phytoclasts in the marine environment. For this study were used 118 samples of well GTP-24-SE of Taquari Member, Riachuelo Formation of Sergipe Basin. The slides were analyzed under the light white transmitted microscopy, where the components of the phytoclasts group were classified and counted. Moreover, to access information about the stratigraphical distribution of the phytoclasts, parameters and ratio were used, such as: % of phytoclasts of the total kerogen, opaque: translucent ratio and % of cuticle of the total of phytoclasts. Seven types of components of the phytoclasts were recognized: equidimensional opaque, lath opaque, cuticles, translucent without pits, translucent with pits, fungal hyphae, and membrane. The lath opaque is the most abundant phytoclast particles (average=49.6%) suggesting a strong transport of terrigenous components on the marine paleoenvironment. The stratigraphical distribution of the phytoclast frequencies decreases progressively upward. This reflects an estrangement from the source area as consequence of the shoreline shift in direction to the continent. Two types of depositional environment are indicated by the kerogen for the Taquari Member: transition of shelf to basin in time and distal shelf.

Key words: Phytoclasts. Palynofacies. Aptian-Albian. Riachuelo Formation. Sergipe Basin.

---

[1] Submetido em 02 de junho de 2005. Aceito em 22 de agosto de 2005.
Realizado sob os auspícios do Instituto Virtual de Paleontologia-RJ/FAPERJ.
[2] Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[3] E-mail: mcarvalho@mn.ufrj.br.
[4] E-mail: david@mn.ufrj.br.
[5] E-mail: lucianogandini@brturbo.com.
[6] Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21949-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: graciano@geologia.ufrj.br

INTRODUÇÃO

A caracterização da matéria orgânica contida em sedimentos e rochas sedimentares é uma questão importante para diversas áreas do conhecimento como a biologia, geologia, geologia ambiental, oceanografia, química, etc. Estas áreas empregam um número variado de técnicas para a caracterização da matéria orgânica. Os métodos usados dependem da idade da matéria orgânica (ou do sedimento hospedeiro), do "background" do investigador e dos objetivos do trabalho, sendo raro encontrar um trabalho de pesquisa que utilize mais de três ou quatro métodos em paralelo. No entanto, para o estudo da matéria orgânica tem sido particularmente utilizada a integração de técnicas de microscopia e geoquímica orgânica, o que requer um entendimento dos fatores ambientais que controlam a produção de matéria orgânica na biosfera, dos processos ecológicos e sedimentológicos que controlam a distribuição e decomposição da matéria orgânica, dos fatores geomicrobiológicos e biogeoquímicos que influenciam na preservação da matéria orgânica, bem como dos processos geoquímicos e físicos que determinam a modificação da matéria orgânica durante sua incorporação na geosfera (TYSON, 1995).

O conceito de palinofácies foi introduzido por COMBAZ (1964) e sua definição pode ser entendida como o estudo palinológico da assembléia total de matéria orgânica contida em um sedimento seguido pela remoção da matriz sedimentar (mineral) pela acidificação com ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF). A análise por palinofácies envolve o estudo integrado de todos os aspectos das assembléias de matéria orgânica como: identificação dos componentes particulados individuais (querogênio), determinação de suas proporções relativas e absolutas, seus tamanhos e estado de preservação.

Segundo TYSON (1995), palinofácies é caracterizada pela assembléia total de matéria orgânica particulada ou querogênio encontrada em rochas sedimentares após a preparação química. É possível inferir sobre as condições paleoecológicas e paleoceanográficas através da identificação dos principais grupos constituintes da matéria orgânica: fitoclastos, zooclastos, palinomorfos continentais e marinhos e matéria orgânica amorfa.

A palinofácies é provavelmente a única técnica simples discriminante que pode fornecer todas as respostas para o estudo e explicação dos modelos de fácies orgânica. Isto é devido, simplesmente, à não existência de um substituto para a observação visual direta do conteúdo orgânico que está atualmente nos sedimentos. Além disso, dados de palinofácies podem gerar parâmetros mais diversos e numerosos que dados geoquímicos, permitindo a análise muito mais detalhada e sutil de variações no ambiente sedimentar e da matéria orgânica geradora e estado de preservação. Sua vantagem sobre outras técnicas, como por exemplo, a de biomarcadores moleculares é que ela fornece informações diretas da origem e das características da matéria orgânica particulada total, melhor que somente da fração dos componentes extraível da rocha, cujas características pode ou não ser representativa da matéria orgânica total presente na rocha e cuja origem é freqüentemente incerta.

De acordo com TYSON (1995), os fitoclastos compreendem partículas orgânicas de origem continental, derivadas de tecidos lenhosos (xilema) de vegetais superiores, e hifas de fungos. Os tecidos lenhosos são compostos quimicamente por lignina, substância altamente resistente a decomposição, e por isso são preservados em sedimentos ou rochas sedimentares (TYSON, 1995).

O termo "Fitoclasto" foi introduzido por BOSTIK (1971) para descrever todas as partículas de tamanho argila ou areia-fina que formam o querogênio derivado de vegetais superiores ou fungos. Os fitoclastos apresentam autofluorescência conforme a constituição do tecido do qual derivam, podendo ser translúcidos ou opacos, e apresentando-se bioestruturados (ou estruturados) ou "pseudoamorfos".

Os fitoclastos são partículas facilmente identificáveis e são transportados para o ambiente marinho através dos rios, depositando-se em estuários, ambientes costeiros, na plataforma continental e no talude. Seu estado de preservação pode contribuir para a caracterização do tipo de ambiente. A sua distribuição ao longo da geomorfologia marinha nos permite inferir s condições de energia do ambiente, a variação proximal-distal em conseqüência da variação do nível do mar (TYSON, 1993).

O regime de sedimentação albo-aptiana ocorrida na Bacia de Sergipe localizada no nordeste do Brasil, está diretamente relacionada à progressiva separação dos continentes sul-americano e africano, resultando

na formação do Oceano Atlântico Sul. A seção albo-aptiana da Bacia de Sergipe é representada pela Formação Riachuelo, que engloba o Membro Taquari composto por intercalações sucessivas de calcilutitos e folhelhos cinzentos (FEIJÓ, 1994) e representa a primeira sedimentação essencialmente marinha da bacia (KOUTSOUKOS *et al.*, 1991).

Este trabalho tem como objetivo principal identificar e caracterizar os tipos de fitoclastos contidos em rochas sedimentares marinhas de idade albo-aptianas da Bacia de Sergipe e verificar os processos de sedimentação do grupo fitoclastos em ambiente marinho. Além disso, destacar a importância do grupo dos fitoclastos, baseado em dados qualitativos e quantitativos, e suas aplicação na paleoecologia e evolução ambiental do Cretáceo Inferior.

Geologia da Bacia de Sergipe

A Bacia de Sergipe tem sido alvo de diversos trabalhos e teses, devido a uma grande quantidade de dados adquiridos através de perfurações de aproximadamente 3.300 poços. Conseqüentemente, uma série de informações estratigráficas, geoquímicas e paleontológicas foi adquirida, além de mais de 100.000km de linhas sísmicas, levantamentos gravimétricos/magnetométricos etc. Entre todas as bacias brasileiras, a Bacia de Sergipe/Alagoas é a que provavelmente possui o mais completo registro tectono-sedimentar (MENDES, 1994).

Além de um vasto acervo de informações de poços (950 exploratórios, dos quais 500 são pioneiros, e 3.200 poços de lavra), a Bacia de Sergipe possui um grande número de afloramentos e a existência de muitos testemunhos ao longo de todo o empilhamento estratigráfico, o que contribui muito para um melhor entendimento de sua evolução.

O maior número de estudos realizados na Bacia são direcionados aos principais intervalos produtores de óleo e gás, desde a seção paleozóica até a terciária, havendo reservas significativas no embasamento fraturado (Proterozóico), no campo de Carmópolis. Os principais sistemas petrolíferos da bacia são registrados na Formação Muribeca (Aptiano), Formação Penedo-Barra de Itiúba (Neocomiano-Barremiano) e Formação Calumbi (Neocretáceo-Terciário) (MENDES, 1994).

Localização geográfica

A Bacia de Sergipe compreende a parte sul da Bacia de Sergipe-Alagoas no nordeste do Brasil (Fig.1), é uma bacia marginal estruturalmente alongada entre latitude 9° e 11°30S, e longitude 37° e 35°30W. A porção continental possui 16-50km de comprimento e 170km de largura, cobrindo uma área de 6.000km², e a porção *offshore* compreende uma área de 5.000km² (FEIJÓ, 1994).

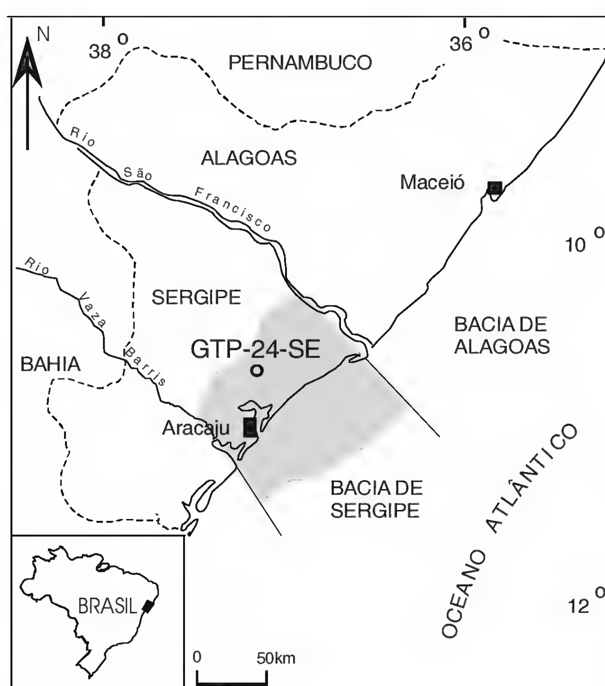


Fig.1- Localização do poço GTP-24-SE, Bacia de Sergipe, (modificado de CARVALHO, 2001).

Evolução tectono-sedimentar

Em se tratando da evolução tectônica e histórica do preenchimento sedimentar, as bacias marginais brasileiras apresentam grandes semelhanças, em função da gênese comum, resultante dos processos que ocasionaram a ruptura do Gondwana a partir do final do Jurássico (SOUZA-LIMA & HAMSI JR., 2003) (Fig.2).

Feita a análise da sucessão sedimentar das diversas bacias da margem leste e equatorial brasileira, é possível verificar que o pacote sedimentar dessas bacias, inclusive a Bacia de Sergipe, poderia ser agrupado em seqüências geneticamente correlatas, geograficamente contínuas, relacionadas a estágios evolutivos termo-mecânicos distintos (SOUZA-LIMA & HAMSI JR., 2003).

A evolução da Bacia de Sergipe pode ser dividida em cinco principais fases: intracratônica (Carbonífero-Permiano), pré-rift (Jurássico (?) ao Berriasiano basal), rift (Berriasiano-Valanginiano), transicional (Aptiano), e fase marinha aberto (Aptiano superior ao Recente) (OJEDA & FUGITA, 1976; OJEDA, 1982). O intervalo estudado no presente trabalho engloba somente a fase transicional e a fase marinha (Fig.3).

Fase transicional: Esta fase é representada pelas primeiras ingressões marinhas na área, iniciadas no Aptiano superior com deposição de evaporitos e sedimentos clásticos e carbonáticos (Formação Muribeca), sob condições tectônicas calmas (OJEDA, 1982). Os sedimentos foram depositados em ambiente lagunar-evaporítico.

Fase marinho aberto: É caracterizada pela deposição da Formação Riachuelo (intercalações de folhelhos e calcilutitos), como resultado da separação progressiva dos continentes Sul-americano e Africano.

Formação Riachuelo

A Formação Riachuelo representa a primeira sedimentação essencialmente marinha na Bacia de Sergipe. Tal formação possui idade albo-aptiana obtida com base em estudos bioestratigráficos de foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos.

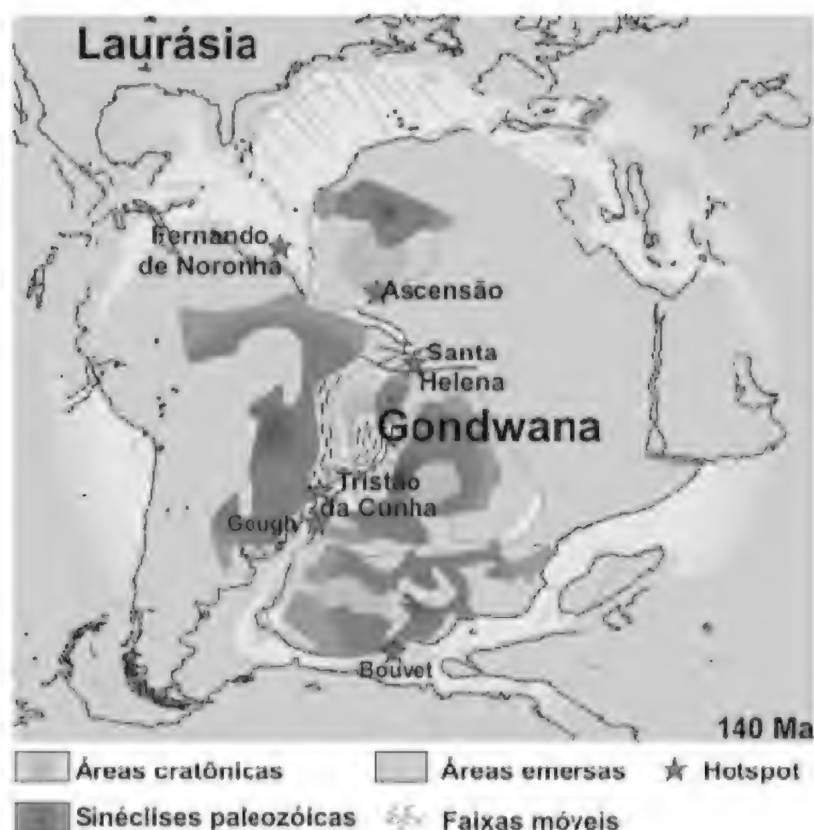


Fig.2- Paleogeografia do Gondwana (Cretáceo ca. 110 milhões AP), mostrando o embasamento das bacias marginais brasileiras (SOUZA-LIMA & HAMSI JUNIOR, 2003).

A Formação Riachuelo registrada no poço GTP-24-SE (Fig.4), é um complexo clástico-carbonático, onde podem ser reconhecidos três membros: Taquari, Angico e Maruim, sendo o primeiro alvo desse estudo.

O Membro Angico é composto por arenito branco que varia de fino a conglomerático. O Membro Maruim é constituído por calcarenito e calcirrudito oncolítico e oolítico creme, além de recifes algáceos isolados. Inclui-se ainda, neste membro, carbonatos de alta energia dolomitizados, antes individualizados como Membro Aguilhada (SCHALLER, 1970).

O Membro Taquari é caracterizado por intercalações sucessivas de calcilutitos e folhelhos cinzentos depositados em plataforma rasa a média de um ambiente marinho já bem estabelecido.

MATERIAL E MÉTODO

Um total de 118 amostras do poço GTP-24-SE (410m) foi analisado para palinofácies. O material encontra-se depositado no Setor de Paleobotânica e Paleopalinologia do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional/UFRJ.

As amostras foram processadas de acordo com os métodos padrão não oxidativos para análise de palinofácies (TYSON, 1995; MENDONÇA FILHO, 1999; CARVALHO, 2001).

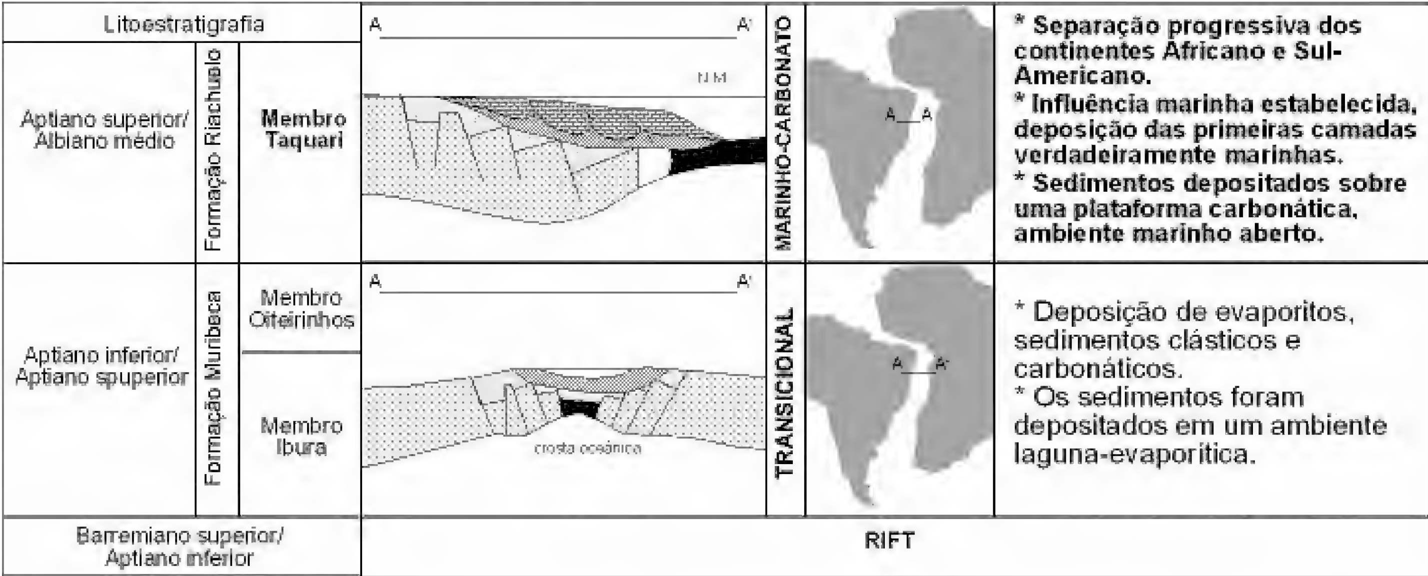


Fig.3- Evolução tectônica do intervalo estudado da Bacia de Sergipe (modificado de KOUTSOUKOS, 1989).

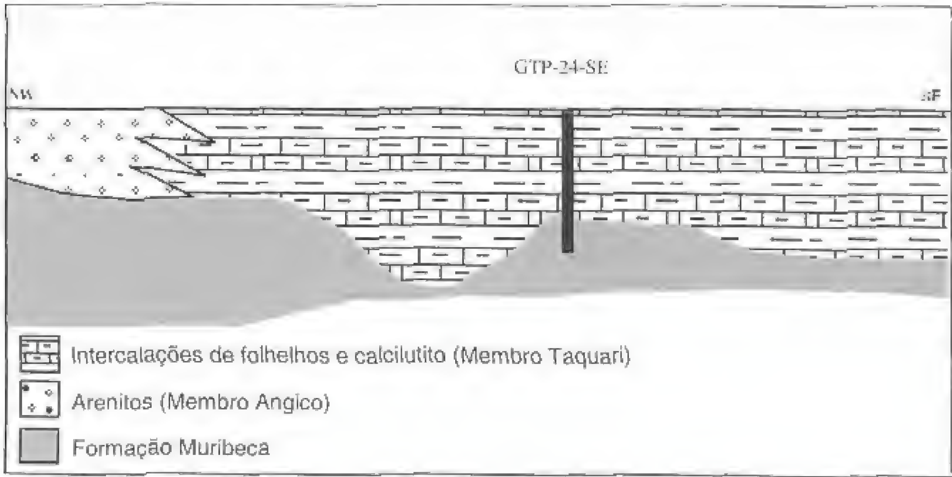


Fig.4- Seção geológica da Formação Riachuelo (modificado de BORCHERT, 1977).

Análise de microscopia

As amostras foram analisadas através de microscopia em luz branca transmitida e fluorescência (luz azul incidente). Esse procedimento foi dividido em análise qualitativa, onde foi identificada e classificada a matéria orgânica contida na lâmina palinológica, e quantitativa, através da contagem de 500 partículas por lâmina.

Classificação do querogênio

Segundo TYSON (1995), querogênio é a matéria orgânica residual isolada de uma rocha sedimentar após a completa dissolução da matriz rochosa por ácidos clorídrico e fluorídrico. A classificação do querogênio é feita conforme o apresentado na figura 5.

O querogênio é dividido basicamente em três grupos principais: fitoclasto, matéria orgânica amorfa (MOA) e palinomorfo.

Grupo Fitoclastos: Partículas orgânicas de origem continental, derivadas de tecidos lenhosos (xilema) de vegetais superiores e hifas de fungos. Os fitoclastos são constituídos quimicamente por lignina, substância altamente resistente à decomposição. Os fitoclastos são divididos em dois subgrupos: não-opacos (de coloração amarelada a marrom muito escuro) e opacos (pretos). Os fitoclastos são classificados de acordo com sua morfologia, presença ou ausência de elementos estruturais e diferenças no estado de preservação (Fig.5). Além disso, permite fazer a identificação seletiva das tendências de preservação e condições de energia nos ambientes deposicionais.

Grupo Matéria Orgânica Amorfa (MOA): Representado por dois subgrupos: "MOA" e resina. A "MOA" propriamente dita é constituída de material derivado de ataque microbiológico, não-estruturado, sem forma definida, coloração amarelo-laranja-vermelho, laranja-marrom, cinza, algumas vezes com inclusões como palinomorfos, fitoclastos, pirita, etc. Já a resina, é uma partícula não-estruturada, hialina, usualmente arredondada, homogênea, não-fluorescente, derivada de vegetais superiores de florestas tropicais e subtropicais (CARVALHO, 2001).

Grupo Palinomorfos: Subdividido em esporomorfos (grãos de pólen e esporos), microplâncton de água doce, microplâncton marinho (dinoflagelados, acritarcos e prasinófitas) e zoomorfos (palinoforaminíferos e escolecodontes).

Classificação dos fitoclastos

O termo fitoclasto foi introduzido por BOSTICK (1971) para designar partículas orgânicas de origem continental, derivadas tecidos lenhosos (xilema) de vegetais superiores e fungos (TYSON, 1995). Os critérios descritivos para classificação dos fitoclastos são mostrados na figura 6.

Os fitoclastos são classificados em dois sub-grupos: opacos e não opacos (TYSON, 1995).

Fitoclastos opacos equidimensionais: Partículas pretas de forma quadrática. Não apresentam bioestruturas internas.

Fitoclastos opacos alongados: Partículas pretas de forma alongada. Possuem o eixo longo três vezes maior do que o eixo curto. Ausência de bioestruturas internas.

Fitoclastos não-opacos não-bioestruturados: Partículas marrons de tamanho variado, sem bioestruturas internas.

Fitoclastos não-opacos bioestruturados: Partículas marrons bioestruturadas (estriada, listrada, bandada, etc).

Cutícula (não-opaco): Partícula com cor amarelo-pálido a marrom claro, delgadas, preservando a estrutura celular, em alguns casos com estômatos visíveis.

Membrana (não-opaco): Partícula amarelo-pálido, comumente transparentes.

Hifas de fungo (não-opaco): Filamentos individuais do micélio da fase vegetativa dos fungos, nas quais podem ser transparentes ou incolores.

Parâmetros e razões em palinofácies

Os parâmetros e razões em palinofácies servem para acessar as tendências de distribuição do querogênio, que são importantes para a identificação e caracterização paleoambiental.

Percentagem de fitoclastos (do Total do Querogênio): Três fatores podem estar relacionados a elevadas percentagens de fitoclastos: 1) elevado suprimento de fitoclastos, 2) preservação e 3) sedimentação seletiva relacionada à condições hidrodinâmicas. As elevadas percentagens de componentes do grupo dos fitoclastos depositados em ambientes proximais refletem principalmente o curto transporte de partículas. As condições de oxidação e a grande resistência de tecidos lignificados estão também associados à proximidade da área fonte (MENDONÇA FILHO, 1999). Em relação ao ambiente deposicional, as partículas de fitoclastos são depositadas pelos rios em estuários e em ambientes deltáicos, ambos próximos de linhas de costa. Além disso, a deposição

também ocorre em águas profundas, por correntes de turbidez (HABIB, 1982).

Razão entre Fitoclasto Opaco e Não Opaco (O: NO): As partículas de fitoclasto opaco, derivadas principalmente da oxidação de fitoclasto não opaco, são transportadas por mais tempo e depositadas em ambientes mais distais em relação à área fonte (TYSON, 1993). Partículas de fitoclastos não opacos são depositadas em ambientes proximais e sofrem pouco transporte (CARVALHO, 2001). Por isso, a razão reflete o distanciamento da área fonte, que pode estar relacionada a variações do nível do mar.

GRUPOS E SUBGRUPOS			ORIGEM	DESCRIÇÃO
MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA	"MOA"		Derivado de fitotoplâncton ou degradação de bactérias.	Material não estruturado com formato variado; amarelo-laranja-vermelho; laranja-marrom; cinza. Homogêneo; com "speckles"; com inclusões (palinomorfos, fitoclastos, pirita).
	RESINA		Derivado de plantas superiores de florestas tropicais e subtropicais.	Partícula não estruturada, hialina, homogênea, não-fluorescente e arredondada.
FITOCLASTO	OPACO	Equidimensional	Derivados de tecidos lenhosos de plantas superiores ou fungos	Partícula preta quadrada e sem bioestrutura interna
		Alongado		Partícula preta de forma alongada. Eixo longo três vezes mais do que o eixo curto. Sem bioestrutura interna.
	NÃO OPACO	Não bioestruturado		Partícula marrom sem bioestruturas
		Bioestruturado		Partícula marrom bioestruturada (estriado, listrado, bandado, etc.)
		Cutícula		Partículas amarelo pálido a marrom claro, delgadas, alguns casos com estômatos visíveis.
		Membranas		Partículas amarelo pálido, comumente transparente.
		Hifa de Fungos	Derivados de fungos	Filamentos individuais do micélio da fase vegetativa dos fungi.
PALINOMORFOS	ESPOROMORFOS	Esporos	Palinomorfo terrestre produzido por pteridófitas, briófitas e fungos.	Palinomorfo de forma em geral triangular ou circular, usualmente apresentando a marca trilete ("Y) ou monolete (I). Ornamentação variada.
		Grãos de pólen	Palinomorfo terrestres produzidos por plantas gimnospermas e angiospermas.	Palinomorfos com morfologia complexa a simples; usualmente esférico à subesférico; com vários tipos de ornamentação; aberturas podem esta presentes.
		Palinoforaminífero	Parede ("forro") interna de foraminíferos bentônicos.	Parede interna quitinosa; marrom; câmaras menores muitas vezes mais escuras.
	ZOOMORFOS	Escolecodonte	Partes do aparelho bucal de alguns vermes poliquetos (maioria marinha).	Aparelho bucal em forma de "dente" constituído de quitina, marrom escuro; tamanho 100-1000 µm.
	FITOPLÂNCTON	Acritarcos	Pequenos microfósseis de origem desconhecida.	Microfósseis com várias formas e esculturas que lembram dinoflagelados. Apresentam uma cavidade central fechada por uma parede com uma camada simples ou por múltiplas camadas; Tamanho 5-240 µm.
		Dinoflagelados	Restos dos cistos produzidos durante a parte sexual do ciclo de vida da Classe Dinophyceae.	Principal característica é a paratabulação que divide a teca e o cisto em placas retangulares ou poligonal separadas por suturas, Três principais morfologias: proximados, cavados e corados; muitas vezes com uma abertura (arqueopilo) através do qual ocorre o encistamento.
		Prasinófitas	Microfósseis produzidos por pequenas algas quadriflageladas.	Maioria, como *Tasmanites*, são esféficos; diâmetro 50 à 2000 µm.
		Algas Chlorococalles	Algas exclusivamente de água doce (*Botryococcus* e *Pediastrum*).	*Botryococcus*: colônias globular irregular; tamanho 30 à 2.000 µm, algumas vezes com vários lóbulos; laranja-maroom. *Pediastrum*: algas verdes coloniais, radialmente simétricas; tamanho 30-200 µm em diâmetro e com um ou 2 chifres no anel mais externo das células. Células internas podem ser de forma irregular com espaços entre elas ou conpactadas.

Fig.5- Classificação geral do querogênio (MENDONÇA FILHO *et al.*, 2002).

TRANSLUCÊNCIA	Opaco X Não opaco
COR	Laranja-marrom Marrom escuro-preto Amarelo Sem cor
AUTOFLORESCÊNCIA	Amarelo-verde moderado – forte Fraco, mas claramente presente Ausente
MICROESTRUTURAS	BIOESTRUTURADO Definitivo Celular (uma espessa camada celular). cutícula Celular (várias células espessas: córtex "pits": traqueídeos). Não definitivo Costelas: Fragmentos de xilema? Fibroso: sem outra estrutura ------ NÃO BIOESTRUTURADO Nenhuma bioestrutura aparente Pseudoamorfa (estrutura "relíquea" ou com somente o contorno)
FORMA/ SIMETRIA	Alongado, cilíndrico (C/L > 2-3) Eqüidimensional (C/L < 2-3)
ANGULARIDADE	Angular Planar Irregular Arredondado
CONTORNO	Desgastado Afiado, estruturas internas +/- claras Lascado

Fig.6- Tabela de descrição do grupo dos fitoclastos (modificado de CARVALHO, 2001).

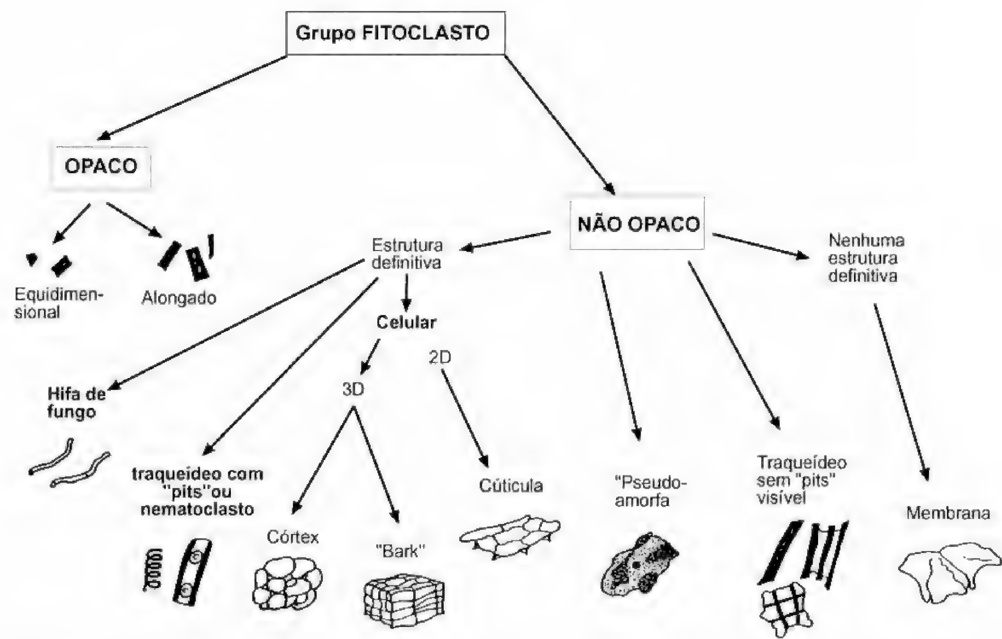


Fig.7- Tabela de classificação dos componentes do grupo dos fitoclastos (modificado de CARVALHO, 2001, depois de TYSON, 1995).

RESULTADOS

A análise qualitativa do Membro Taquari revelou que as amostras analisadas apresentam sete tipos de fitoclastos conforme a classificação descrita acima: fitoclasto opaco-alongado (Op-Al), fitoclasto não-opaco não-bioestruturado (NONB), não opaco bioestruturado (NOB), fitoclasto opaco-equidimensional (O:Eq), cutícula (Ct), membrana (Mb), e hifas de fungos (Hf) (Fig.9).

O grupo fitoclastos foi o mais abundante entre os três grupos de querogênio apresentando uma média de 47,13% do total do querogênio, seguido de MOA (33,3% e palinomorfo (19,6%). Dentro do grupo fitoclasto é observado predomínio de Op-Al (49,6%) e NONB (34,4%), em seguida os Op-Eq (9,9%), Cut (1,9%), Memb (1,5%), NOB (1,4%), e por fim, as HF com menor abundância (1,3%) (Fig.10).

A distribuição estratigráfica do Grupo Fitoclastos para o Membro Taquari, destacando principalmente os dois componentes mais abundantes (Op-Al e NONB) indica uma progressiva diminuição de abundância para o topo da seção (Figs.11-12), mostrando um distanciamento da área fonte, devido provavelmente a uma subida do nível do mar como conseqüência da instalação do Oceano Atlântico Sul. Um aumento na abundância e diversidade do microplâncton marinho também foi observado nessa seção (CARVALHO, 2002).

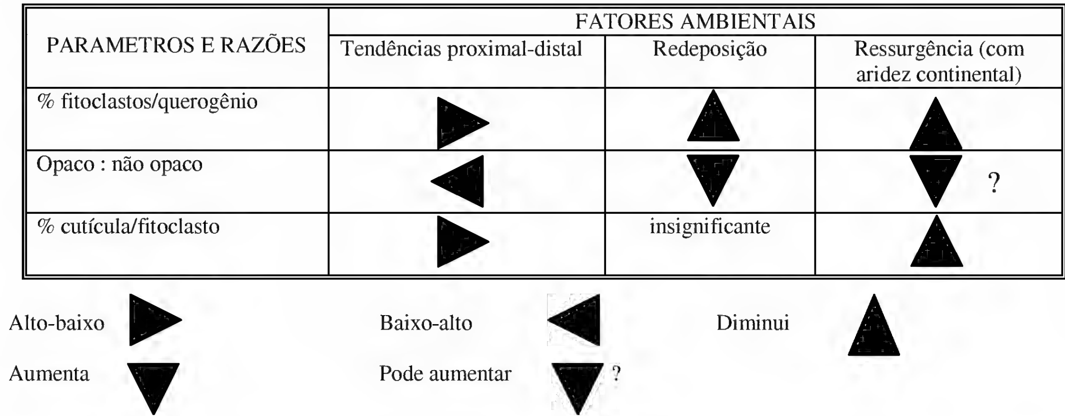
A variável de grande importância que exerce o controle dos parâmetros de tendência na distribuição dos grupos e subgrupos de componentes da matéria orgânica é a proximalidade (tendência proximal-distal). Este conceito de proximalidade, de grande utilidade em palinofáceis, está inter-relacionado com a proximidade do ponto de origem de sedimentos siliciclásticos fluvio-deltaicos e matéria orgânica terrestre (fitoclastos), a magnitude do ponto de origem fluvio-deltaico, a magnitude e natureza da produtividade primária terrestre na área fonte do sedimento, a duração relativa total do processo de transporte entre a área fonte das partículas e seu sítio final de deposição e o gradiente paleoambiental entre a área fonte e o sítio final de deposição (MENEZES, 2002).

Os resultados observados com relação à distribuição estratigráfica dos parâmetros utilizados no presente estudo demonstram que a sedimentação continental diminuiu para o topo da seção. A queda de abundância do total de fitoclastos e o aumento das razões de OP/NOP e Eq/Al (Figs.11-12) indicam que devido a uma subida do nível relativo do mar, decorrente da instalação do Oceano Atlântico Sul, ocorreu um deslocamento deposicional em direção ao continente e evidentemente um maior distanciamento da área fonte em relação à área de localização do poço estudado.

INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

A reconstrução paleoambiental foi fundamentada na integração dos dados de palinofáceis, que forneceu uma estimativa mais aprimorada das tendências paleoambientais e de tendências proximal-distal a partir dos dados percentuais dos três principais grupos de componentes da matéria orgânica propostos por TYSON (1993). Com auxílio do diagrama ternário (TYSON, 1995), que se constitui de nove campos de palinofácies (TYSON, 1993), foi possível a interpretação paleoambiental.

Através do diagrama ternário observou-se que as 118 amostras do Membro Taquari se agruparam preferencialmente em dois campos (Fig.13):



PARAMETROS E RAZÕES	FATORES AMBIENTAIS		
	Tendências proximal-distal	Redeposição	Ressurgência (com aridez continental)
% fitoclastos/querogênio	▶	▲	▲
Opaco : não opaco	◀	▼	▼ ?
% cutícula/fitoclasto	▶	insignificante	▲

Fig.8- Alguns parâmetros usados em análise de palinofácies (modificado de TYSON, 1995).

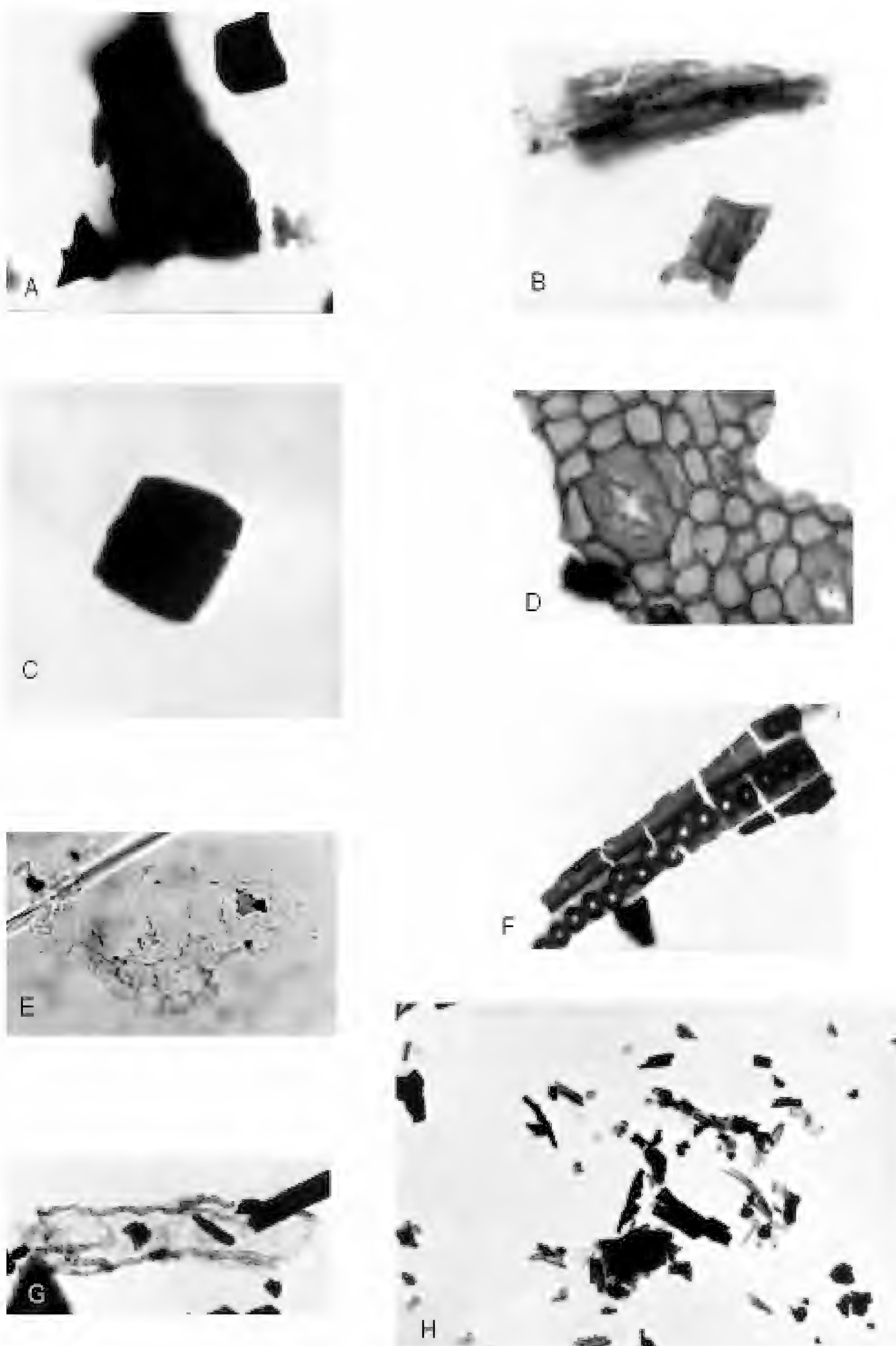


Fig.9- Tipos de fitoclastos identificados nos sedimentos do Membro Taquari. A) fitoclasto opaco alongado (Op-Al); B) fitoclasto não opaco não bioestruturado (NONB); C) fitoclasto opaco equidimensional (Op-Eq); D) cutícula (Cut); E) membrana (Mb); F) fitoclasto não opaco bioestruturado (NOB); G) hifas de fungos (Hf); H) vista geral da lâmina palinofaciológica.

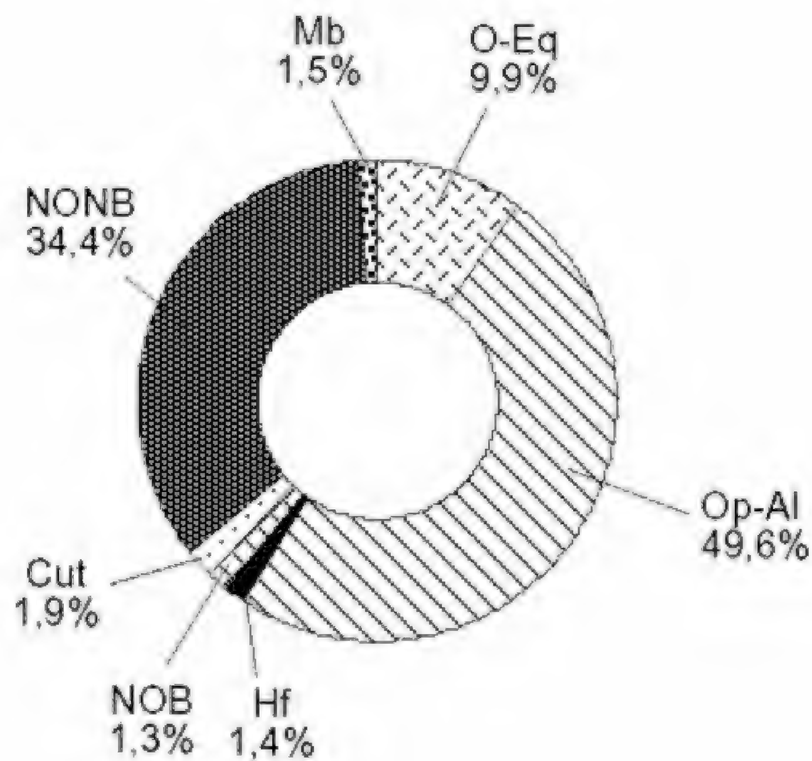


Fig.10- Gráfico de abundância dos componentes do grupo dos fitoclastos (CARVALHO, 2001).

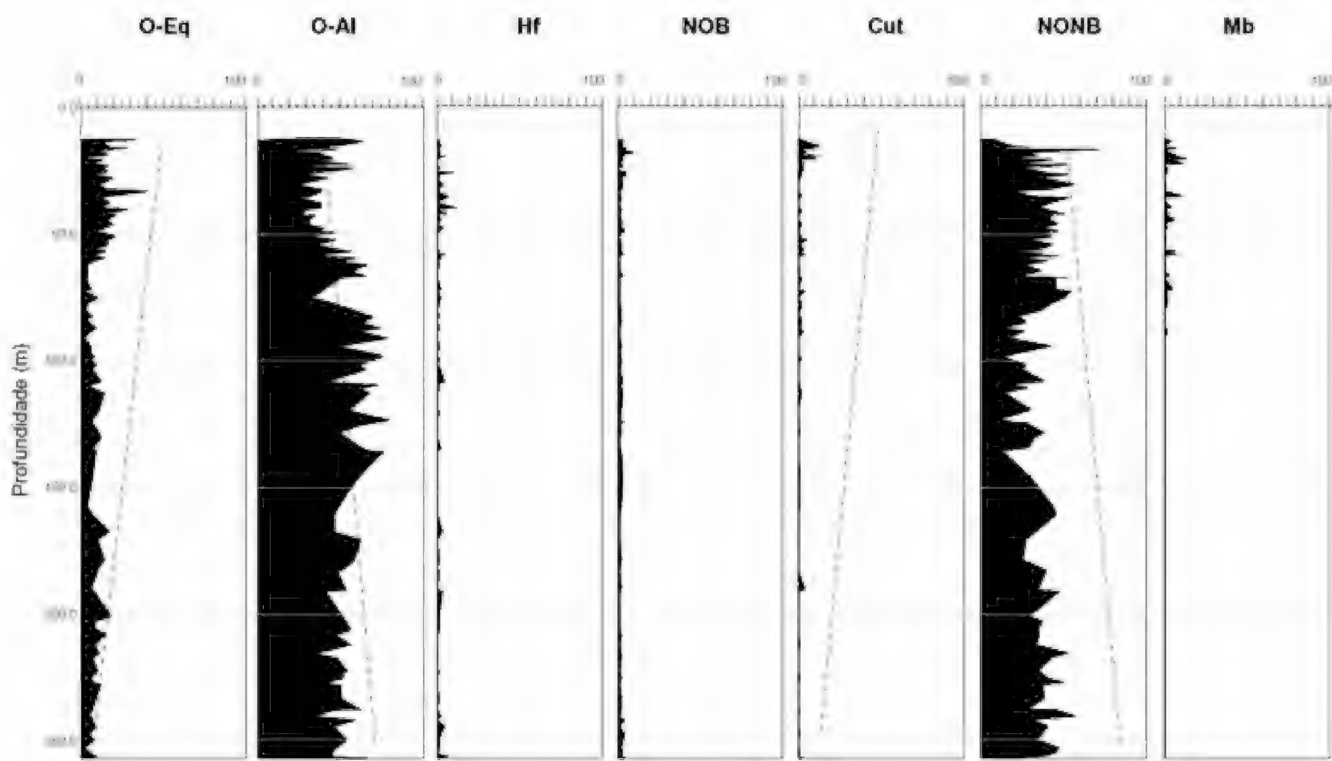


Fig.11- Distribuição estratigráfica dos componentes do grupo dos fitoclastos no Membro Taquari.

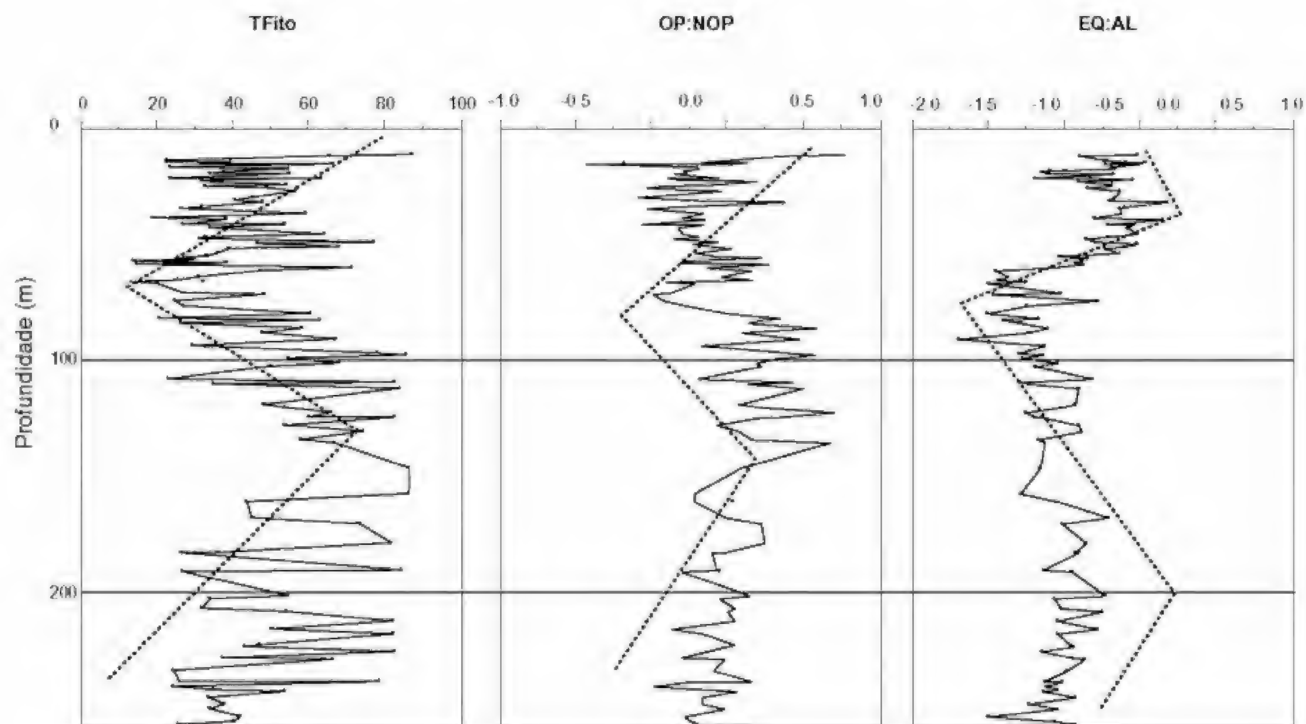


Fig.12- Distribuição estratigráfica dos parâmetros e razões. Linha pontilhada = linha de tendência.

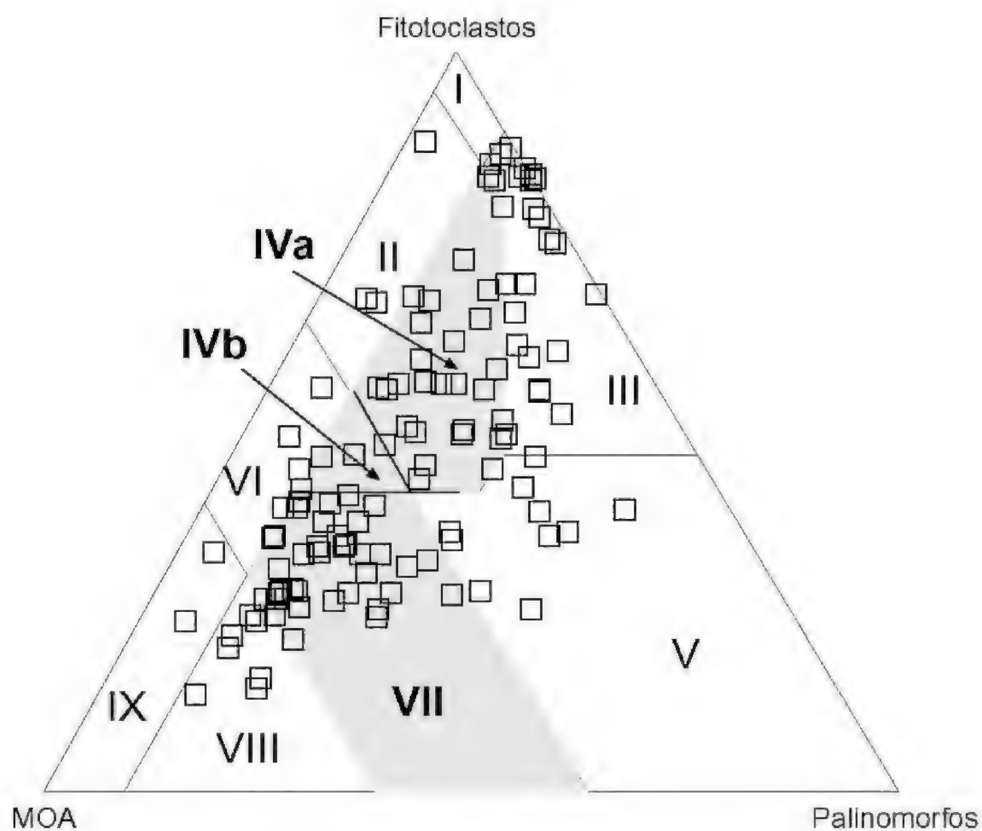


Fig.13- Diagrama Ternário FITOCLASTO-MOA-PALINOMORFOS com os campos de paleoambientes (modificado de TYSON, 1993)

Campo IV – Transição de plataforma para bacia. Abundância de fitoclastos depende da proximidade da área fonte e do grau de deposição. Quantidade de COT marinho depende do estado redox da Bacia. IVa: disóxico. IVb: subóxido-anóxico.

Campo VII – Plataforma distal desóxica-anóxica, moderada a boa preservação de matéria orgânica amorfa (MOA), baixo a moderado conteúdo de palinomorfos e fitoclastos pouco abundantes.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

- O Grupo Fitoclasto é o mais abundante dos componentes orgânicos particulados encontrados no Membro Taquari.
- Os fitoclastos do tipo opaco-alongado são os mais abundantes, indicando um maior transporte de sedimentos continentais.
- A distribuição estratigráfica dos componentes do Grupo Fitoclasto diminui progressivamente para o topo da seção, refletindo uma subida do nível do mar e/ou diminuição do fluxo de terrígenos.
- Dois tipos de ambientes de sedimentação são indicados pelos componentes da matéria orgânica para o Membro Taquari: transição de plataforma para bacia e plataforma distal.
- A subida do nível do mar provavelmente está associada ao início da instalação do Oceano Atlântico Sul.

REFERÊNCIAS

BORCHERT, H., 1977. On the formation of Lower Cretaceous potassium salts and tachhydrite in the Sergipe Basin (Brazil) with some remarks on similar occurrences in West Africa (Gabon, Angola etc.). In: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J. (Eds.) **Time- and Strata-bound Ore Deposits**, Berlin: Springer-Verlag, p.94-111.

BOSTIK, N.H., 1971. Thermal alteration of classic organic particles as an indicator of contact and burial metarmophism in sedimentary rocks. **Geoscience & Man**, Baton Rouge, **3**:83-92.

CARVALHO, M.A.; MENDONCA FILHO, J.G., MENEZES, T.R., 2002. Palynofacies analysis of the upper Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL 6., 2002; SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 2. 2002. **Boletim...** Serra Negra, p.209-214.

CARVALHO, M.A., 2001. **Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. 150p. Tese (Doutorado em Geologia) - Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Heidelberg.

COMBAZ, A., 1964. Lês palynofacies. **Revue de Micropaléontologie**, Paris, **7**:205-218.

FEIJÓ, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, **8**(1):149-162.

HABIB, D., 1982. Sedimentary supply origin of Cretaceous black-shales. In: SCHLANGER, S.O. & CITA, M.B. (Eds.) **Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies**, London: Academic Press. p.113-127.

KOUTSOUKOS, E.A.M., 1989. **Mid- to Late Cretaceous microbiostratigraphy, palaeo-ecology and palaeogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. 2 vols., 886p. Tese (Doutorado em Geologia) - Council for National Academic Awards, Polytechnic South West, Plymouth.

KOUTSOUKOS, E.A.M.; MELLO, M.R.; AZAMBUJA FILHO, N.C.; HART, M.B. & MAXWELL, J.R., 1991. The upper Aptian–Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil- an integrated palaeoenvironmental assessment. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, **75**:479-498.

MENDES, J.M.C., 1994. **Análise estratigráfica da seção neo-Aptiana/Eocenomaniana (Fm. Riachuelo) na área do Alto de Aracajú e adjacências – Bacia de Sergipe/Alagoas.** 166p. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MENDONÇA FILHO, J.G., 1999. **Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânicas em rochas do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, sul do Brasil**. 254p. Tese (Doutorado em Geologia)-Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MENEZES, T.R., 2002. **Aplicação de parâmetros palinofaciológicos e organogeoquímicos na reconstrução paleoambiental do talude continental brasileiro Recente na Bacia de Campos - RJ.** 174p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

OJEDA, H.A.O., 1982. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin,** Tulsa, **66**:732-749.

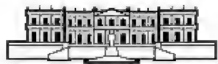
OJEDA, H.A.O. & FUGITA, A.M., 1976. Bacia Sergipe/Alagoas: Geologia regional e perspectivas petrolíferas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre, p.137-158.

SHALLER, H., 1970. Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, **12**:21-86.

SOUZA-LIMA, W & HAMSI JUNIOR, J.P., 2003. Bacias sedimentares brasileiras. Bacias da Margem continental. **Revista da Fundação Phoenix,** Aracajú, **50**:1-6.

TYSON, R.V., 1993. Palynofacies analysis. In: JENKINS, D.J. (Ed.) **Applied Micropalaeontology.** Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. p.153-191.

TYSON, R.V., 1995. **Sedimentary Organic Matter: organic facies and palynofacies**. London: Chapman & Hall. 615p.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.425-436, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

CARACTERIZAÇÃO DA FLORA DE MONTANHA QUATERNÁRIA COM BASE EM ESTUDOS PALINOLÓGICOS DA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS, BRASIL [1]

(Com 8 figuras)

ALESSANDRA DA SILVA DOS SANTOS [2, 3, 4]
MARCELO DE ARAUJO CARVALHO [2]
THIAGO MACEDO DOS SANTOS [2, 5]
ALINE GONÇALVES DE FREITAS [2, 3]

RESUMO: A caracterização da flora de montanha quaternária, baseada em estudos palinológicos, foi realizada com 38 amostras de sedimentos pleistocênicos e pliocênicos de um poço perfurado na plataforma continental da Bacia da Foz do Amazonas. As amostras foram datadas com base na presença da espécie *Alnipollenites verus*. Foram registrados cinco gêneros que representam a flora de montanha da cordilheira dos Andes: *Hemitelia* R.Br., 1810, *Podocarpus* L'Hér. Expers., 1807, *Alnus* Mill, 1754, cf. *Myrica* L., 1753 e *Nothofagus* Blume, 1851. Esses gêneros foram abundantes durante os períodos glaciais na região. A análise qualitativa e quantitativa envolvendo os grãos de pólen e esporos registrados possibilitaram distinguir os períodos interglaciais dos glaciais. A grande abundância relativa da flora de montanha em detrimento da flora tipicamente tropical denota possivelmente uma queda de temperatura relacionada a períodos glaciais durante o Quaternário. A composição e abundância relativa da flora de montanha, conforme representada pelos palinomorfos, permitiu constatar que a queda da temperatura foi o principal fator ocorrido durante as glaciações, ao contrário do que sugere a teoria do refúgio, que defende a aridez como sendo o fator determinante nesses estádios.

Palavras-chave: Palinologia. Paleoclima. Quaternário. Bacia da Foz do Amazonas.

ABSTRACT: Characterization of the quaternary mountain flora based on palynological studies of the Foz do Amazonas Basin, Brazil.

Quaternary mountain flora was characterized based on palynological study of 38 samples of a well drilled in the Foz do Amazonas Basin. Five genera of the mountain flora were recognized: *Podocarpus*, *Alnus*, *Hemitelia*, *Nothofagus*, cf. *Myrica*. The genera recorded are related to the mountain flora of the Andean cordillera and allow inferring about the paleoclimate of the region. The high abundance of the mountain flora in detriment of the typically tropical flora possibly denotes low temperatures related the glacial periods during the Quaternary. These data disagree of the refuge theory, which suggests an increase of the typical savannah vegetation resulting in the confinement of the tropical flora.

Key words: Palynology. Paleoclimate. Quaternary. Foz do Amazonas Basin.

INTRODUÇÃO

Após o soerguimento da cordilheira dos Andes ocorrido no Mioceno Superior (HOORN *et al.*, 1995), o rio Amazonas, que até então tinha seu curso em direção ao Oceano Pacífico, inverteu sua drenagem em direção a Bacia da Foz do Amazonas. Além dos sedimentos, palinomorfos vêm sendo transportados de toda região amazônica, inclusive da cordilheira dos Andes.

Durante o Pleistoceno a flora regional sofreu mudanças decorrentes das glaciações. Esse fato influenciou efetivamente na distribuição e abundância relativa de grãos de pólen e esporos que são encontrados na Bacia da Foz do Amazonas.

Durante os estádios glaciais, principalmente com a queda da temperatura, a flora andina passou a ocupar faixas mais baixas alcançando até a planície amazônica (HOOGHIEMSTRA & RAN, 1994) (Fig.1), conseqüentemente aumentando a sua

[1] Submetido em 24 de junho de 2005. Aceito em 05 de setembro de 2005.
[2] Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[3] Instituto de Geociências/UFRJ, Programa de Pós-Graduação em Geologia. Av. Brigadeiro Trompowski, Ilha do Fundão, 21949-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[4] E-mail: alebio2003@yahoo.com.br.
[5] Faculdades Souza Marques, Campus Cascadura. Av. Ernani Cardoso, 335, Cascadura, 21310-310, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

representatividade na região da Bacia da Foz do Amazonas.

A composição da flora, conforme representada pelos grãos de pólen e pelos esporos de pteridófitas, permitiu constatar que a queda da temperatura foi o principal fator ocorrido durante as glaciações, e não a aridez, como sugere a conhecida teoria do refúgio e defendida em outros estudos (*e.g.*, AB' SABER, 1977; BUSH *et al.*, 1990; VAN DER HAMMEN & ABSY, 1994).

O presente trabalho teve como objetivo fazer um detalhamento da flora de montanha registrada, através de grãos de pólen e esporos, na Bacia da Foz do Amazonas por CARVALHO (1996, 2003). Concomitantemente, esse trabalho buscou verificar a influência das glaciações na distribuição da flora amazônica com base na freqüência relativa dos palinomorfos para o Plioceno-Pleistoceno.

BREVE HISTÓRICO

Os palinomorfos são elementos que permitem acessar eventos (variações climáticas, ecologia, variação do nível do mar, etc.) ocorridos nos mais diversos tipos de ambientes. De fato, este é um dos principais fatores que levam as mais variadas áreas das geociências a aplicar os estudos palinológicos como ferramenta de trabalho. Além disso, o conjunto de palinomorfos continentais nos sedimentos marinhos e outros são importantes na identificação de mudanças na vegetação induzidas por eventos paleoclimáticos (*e.g.*, MULLER, 1959; HOOGHIEMSTRA & RAN, 1994; HABERLE & MASLIN, 1999; BEHLING *et al.*, 2002).

Diversos trabalhos com enfoque na palinologia foram realizados na região amazônica (*e.g.*, ABSY *et al.*, 1991; BOER *et al.*, 1965; BUSH *et al.*, 1990; COLINVAUX *et al.*, 1996, 2000; GERMERAAD *et al.*, 1968; HANSEN *et al.*, 1994; HEUSSER, 1971; HOOGHIEMSTRA, 1989; HORN, 1985; LEDRU, 1993; LEDRU *et al.*, 2001; VAN DER HAMMEN, 1963, 1972, 1974; VAN DER HAMMEN & ABSY, 1994; VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA, 1964; WIJNINGA & KHURY, 1990). No entanto, é escasso o número de trabalhos na Bacia da Foz do Amazonas.

MATERIAL E MÉTODO

Os palinomorfos registrados por CARVALHO (1996) são provenientes da análise palinológica de 38 amostras de um poço de 1350m (Poço A) (Fig.2), perfurado pela PETROBRAS na plataforma continental da Bacia da Foz do Amazonas, na margem equatorial brasileira. As amostras foram cedidas pelo Setor de Bioestratigrafia e Paleoecologia (SEBIPE) do Centro de Pesquisa da PETROBRAS (CENPES).

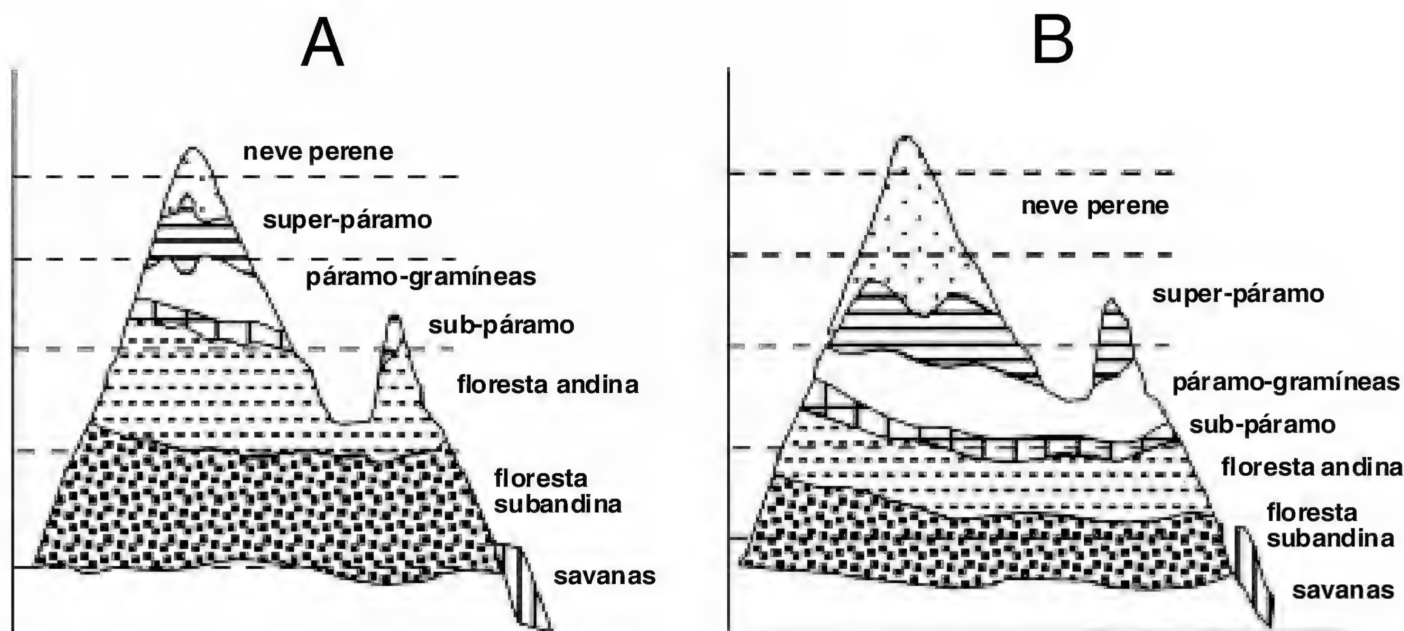


Fig.1- Modelo de distribuição vegetal nos Andes durante as fases interglaciais (A) e glaciais (B) (HOOGHIEMSTRA & RAN, 1994).



Fig.2- Mapa de localização da área estudada.

As amostras foram submetidas a tratamento químico padrão empregado para estudos palinológicos no laboratório de micropaleontologia e palinologia da Gerência de Bioestratigrafia e Paleoecologia do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (Rio de Janeiro, RJ). O processamento palinológico seguiu as etapas descritas em UESUGUI (1979), cujo objetivo foi a eliminação do conteúdo mineralógico, liberando a matéria orgânica e concentrando ao máximo o resíduo final em especial os palinomorfos.

A análise palinológica constou de duas etapas básicas: a análise qualitativa, que consistiu na identificação dos palinomorfos de cada amostra e análise quantitativa, baseada na contagem de todos os palinomorfos encontrados nas lâminas.

A análise paleoecológica foi realizada utilizando métodos estatísticos (análise de agrupamentos e correlação) para identificar similaridade ecológica entre os conjuntos de palinomorfos de diferentes regiões. Esta análise forma grupos discretos que são baseados nas características (abundância relativa) das variáveis que no caso em questão são os palinomorfos. A análise de agrupamento (modo-R) baseou-se na abundância relativa e na associação de todos os palinomorfos registrados, objetivando estabelecer agrupamentos e reconhecer a relação entre os grupos. Já a análise de correlação utilizando o Coeficiente de Pearson, obtido da abundância relativa dos palinomorfos, foi usada para produzir uma matriz de correlação e identificar o grau de similaridade entre os palinomorfos.

O Índice de Diversidade relativa foi utilizado objetivando analisar as possíveis mudanças na composição da palinoflora, em especial da flora de montanha, em decorrência de alterações paleoclimáticas. O índice foi baseado na riqueza de espécies sendo adaptada de ODUM (1983).

Devido a grande abundância e diversidade de palinomorfos, CARVALHO (1996, 2003) agrupou os palinomorfos de acordo com afinidade ecológica. A nomenclatura (botânica e/ou taxonômica) utilizada no trabalho para tais grupos palinoecológicos encontrados - esporos de pteridófitas, esporos de fungos, flora tropical, savana, dinoflagelados e flora de montanha -, está de acordo com os princípios empregados para os estudos palinológicos.

LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A Bacia da Foz do Amazonas está situada na margem equatorial brasileira, aproximadamente entre as coordenadas geográficas 52° e 46°W e 0° e 5°N (SCHALLER *et al.*, 1971). A bacia faz limite com a Guiana Francesa a noroeste e com a plataforma do Pará/Maranhão a leste. Ao sul é limitada pelo Graben de Mexiana, que a liga ao Graben de Limoeiro, ambos pertencentes à Bacia de Marajó (Fig.2), como definida por REZENDE & FERRADAES (1971). O Poço A foi perfurado na plataforma continental, que apresenta cerca de 350km de largura defronte à foz do rio Amazonas, próximo a uma das feições mais marcantes da costa brasileira, o cone do Amazonas.

A litoestratigrafia do Quaternário da Bacia da Foz do Amazonas é sumarizada por BRANDÃO & FEIJÓ (1994) (Fig.3). A seção é representada pelo Grupo Pará, que é subdividido nas Formações Tucunaré e Pirarucu. Os sedimentos estudados pertencem à fácies fluvial/planície deltáica da Formação Tucunaré, que consiste de arenitos grossos a finos, e à fácies planície deltáica/prodelta da Formação Pirarucu, que é composta por arenitos finos, argilitos e

folhelhos. O pacote sedimentar do Quaternário é significativo, visto que pode apresentar mais de 3.000m de espessura devido a forte fluxo de sedimentos trazidos pelo rio Amazonas (CARVALHO, 1996, 2003).

BIOCRONOESTRATIGRAFIA

O zoneamento palinológico empregado no presente estudo foi proposto por MULLER *et al.* (1987) para o norte da América do Sul. A seção pliocênica é indicada pela espécie de pólen *Echitricolporites mcneillyi* (Zona 30) Muller *et al.*, 1987. A base da zona é definida pelo primeiro aparecimento da espécie de pólen *Alnipollenites verus* Potonié, 1931 emend. Potonié, 1960 e a ocorrência da espécie *Stephanocolpites* sp. A Muller *et al.*, 1987. Ambas caracterizam a Zona *Alnipollenites verus* (Zona 31) Muller *et al.*, 1987 do Quaternário. De acordo com MULLER *et al.* (1987) a zona engloba um intervalo de tempo desde o primeiro aparecimento de *Alnipollenites verus* até o presente.

O zoneamento local foi definido pela ocorrência de *Alnipollenites verus* (REGALI, 1982). O limite plio-pleistoceno também foi marcado baseado no primeiro aparecimento da espécie *Alnipollenites verus* e no último aparecimento do "Fungo 3" (REGALI, 1982).

PALEOCLIMA

O paleoclima registrado na Bacia da Foz do Amazonas durante o Plioceno e Pleistoceno está intimamente relacionado aos estádios glacial-interglacial. Estas variações climáticas influenciaram na distribuição dos palinomorfos, assim como no regime de dispersão polínica e processos sedimentares ocorridos na cordilheira dos Andes e, por conseguinte na planície Amazônica (CARVALHO, 2003). Atribuem-se às alternâncias paleoclimáticas especificamente a períodos de resfriamento global no Quaternário (glaciações).

Cinco fases paleoclimáticas foram registradas para o Quaternário da Bacia da Foz do Amazonas com base principalmente no índice de diversidade: duas fases relacionadas a estádios glaciais, apresentando uma baixa diversidade e três fases relacionadas a estádios interglaciais, apresentando uma alta diversidade (CARVALHO, 1996, 2003). Duas fases correspondentes aos estádios glaciais, com baixa diversidade, encontram-se expressivos registros de dominância de flora de montanha em relação a outros grupos de palinomorfos (Fig.4). Assim, nas fases paleoclimáticas correspondentes aos estádios interglaciais registrou-se significativamente uma queda na freqüência da flora de montanha, com aumento preponderante de palinomorfos referentes a um clima mais úmido e quente, como os esporos de pteridófitas, floresta tropical e aumento no índice de diversidade (Fig.4).

Segundo a teoria do refúgio (HAFFER, 1969, 1974), a floresta tropical ficou confinada em determinados refúgios ocorrendo expansão da vegetação aberta (savana) durante os estádios glaciais no Quaternário. No entanto, na distribuição estratigráfica dos palinomorfos do presente estudo (Fig.4), não foi observado uma diferenciação marcante na abundância relativa de elementos da flora de savana entre os estádios glacial-interglacial.

<table>
<tr><td>SISTEMA</td><td>ESTÁGIO</td><td colspan="4">LITOESTRATIGRAFIA</td></tr>
<tr><td rowspan="3">NEÓGENO</td><td>Pleistoceno</td><td rowspan="3">Grupo Pará</td><td rowspan="3">Formação Tucunaré</td><td rowspan="3">Formação Pirarucu</td><td rowspan="3">Formação Orange</td></tr>
<tr><td>Plioceno</td></tr>
<tr><td>Mioceno</td></tr>
</table>

Fig.3- Litoestratigrafia simplificada do intervalo Mioceno-Pleistoceno da Bacia da Foz do amazonas (modificado de BRANDÃO & FEIJÓ, 1994).

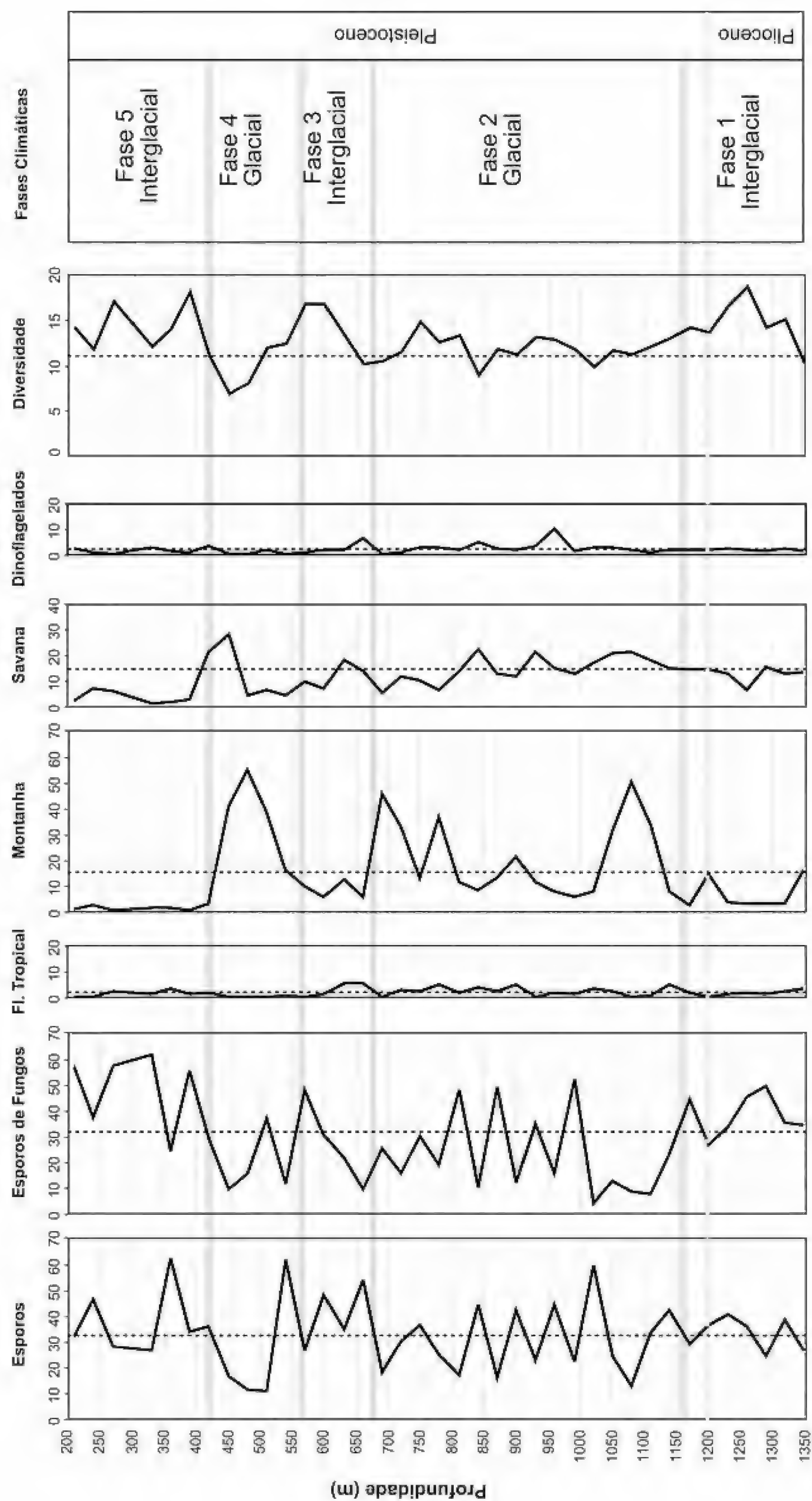


Fig.4- Distribuição palinológica em percentual dos grupos de palinomorfos e diversidade (riqueza de espécies). Fases paleoclimáticas de CARVALHO (1996, 2003). Linha pontilhada refere-se à média.

Conforme a Correlação de Pearson (Fig.5), a floresta tropical apresenta similaridade positiva em relação à vegetação de savana, o que significa que o aumento de abundância relativa de um grupo não necessariamente alterou o outro grupo. Já em relação à flora de montanha, o coeficiente mostrou-se negativo, demonstrando que o aumento da flora de montanha em conseqüência dos estádios glaciais, influenciou na abundância relativa dos componentes da floresta tropical.

Sistemática Palinológica

Os palinomorfos registrados apresentam bom estado de preservação (CARVALHO, 1996). Para a classificação dos esporos de pteridófitas e grãos de pólen foi utilizada a divisão proposta por IVERSEN & TROELS-SMITH (1980, *apud* LORENTE, 1986). Foram encontrados 5 gêneros relacionados à flora de montanha que compunham a flora andina do Quaternário (*Hemitelia*, *Podocarpus*, *Alnus*, cf. *Myrica e Nothofagus*) (Fig.6 A-E). Os representantes fósseis desses grupos têm sido identificados e classificados a nível genérico e específico com base nas características morfológicas.

DIVISÃO I SPORITES H. Potonié, 1893

CLASSE TRILETES (Reinsch, 1881) Potonié & Kremp, 1954

Gênero *Kuylisporite* Potonié, 1956

Kuylisporites waterbolki Potonié, 1956
(Fig.6A)

Diagnose – Ver POTONIÉ (1956).

Dimensões e ocorrência – 34µm; Poço A (330m).

Observações – Afinidade com esporos de pteridófitas do gênero *Hemitelia*, o qual pertence a um grupo de fetos arborescentes que habitam regiões de clima temperado. Segundo LORENTE (1986), espécies do gênero *Hemitelia* são encontradas principalmente nas partes baixas de montanhas.

GRUPOS	Esporos de pteridófitas	Esporos de fungos	Flora tropical	Savana	Dinoflagelados	*Alnus*	cf. *Myrica*	*Notophagus*	*Podocarpus*	*Hemitelia*
Esporos de pteridófitas	1.00	**-0.39**	**0.41**	-0,08	0,30	-0,32	**-0.54**	0.14	**-0.51**	**0.47**
Esporos de fungos	**-0.39**	1.00	**-0.42**	**-0,45**	-0,26	**-0,45**	**-0.41**	-0.15	-0.39	-0.14
Flora tropical	**0.41**	**-0.42**	1.00	0,23	0,35	-0,15	-0,27	-0.04	-0.11	0.08
Savana	-0.08	**-0.45**	0.23	1,00	0,32	0,15	0.25	0,10	0.00	-0.33
Dinoflagelados	0.30	-0.26	0.35	0,32	1,00	-0,09	-0.33	**0.72**	-0.29	-0.08
Alnus	-0.32	**-0.45**	-0.15	0,15	-0,09	1.00	**0,76**	0.08	**0.58**	-0.19
cf. *Myrica*	**-0.54**	**-0.41**	-0.27	0,25	-0,33	**0,76**	1.00	-0.14	**0.74**	-0.16
Notophagus	0,14	-0,15	-0,04	0,10	**0,72**	0,08	-0,14	1,00	-0.07	0.08
Podocarpus	**-0.51**	**-0.39**	-0.11	0,00	-0,29	**0,58**	**0.74**	-0.07	1.00	-0.08
Hermitelia	**0.47**	-0.14	0.08	-0,33	-0,08	-0,19	-0,16	0.08	-0.08	1.00

Fig.5- Matriz de correlação (r-Pearson). Em negrito os valores mais significativos.

DIVISÃO II POLLENITES R. Potonié, 1933

CLASSE VESICULATAE Iversen & Troels-Smith, 1950

Gênero *Podocarpidites* (Cookson, 1974) emend. Couper, 1953

Podocarpidites spp.
(Fig.6B)

Diagnose – Ver COUPER (1953).

Dimensões e ocorrência – 55x45µm; poço A (450m).

Observações – Afinidades com grãos de pólen do gênero *Podocarpus*. Este gênero possui excepcionalmente cerca de 105 espécies (FARJON, 1998), compreendendo arbustos ou árvores de cerca de 40m, sempre verdes (STEVENSON, 1991). Gênero característico de regiões de altitude e clima úmido. Geralmente o gênero *Podocarpus* é associado com florestas antárticas da Tasmânia, Nova Zelândia, Chile e se estende dentro de zonas de altitudes de regiões tropicais da África e América do Sul (DE LAUBENFELDS, 1985). Estudo realizado na região do Amazonas evidencia a ocorrência de *Podocarpus* relacionado a clima úmido de montanha durante as glaciações, transportado de regiões de longas distâncias e encontrados na planície Amazônica (BEHLING, 1996).

CLASSE STEPHANOPORATAE Iversen & Troels-Smith, 1950

Gênero *Alnipollenites* (Potonié, 1932) emend. Potonié, 1934

Alnipollenites verus (Potonié, 1931) emend. Potonié, 1960
(Fig.6C)

Diagnose – Ver POTONIÉ (1960).

Dimensões e ocorrência – 26µm de diâmetro; Poço A (210m).

Observações – Esta espécie apresenta afinidade com grãos de pólen do gênero *Alnus*, o qual ocorre em regiões da cordilheira dos Andes, onde o clima é temperado. A espécie *Alnus acuminata* Kunth, 1817, que habita a região dos Andes próximos a ribeirões, é a única espécie do gênero encontrada no hemisfério Sul. Esses almieiros andinos são árvores de grande porte (ca. 35m) adaptadas a locais úmidos.

CLASSE TRIPORATAE
Iversen & Troels-Smith, 1950

Gênero *Psilatriporites* (van der Hammen, 1956)

Psilatriporites spp.
(Fig.6D)

Diagnose – Grãos de pólen triporados, poros anulados. Superfície psilada.

Dimensões e ocorrência – 25µm de diâmetro; Poço A (720m).

Observações – O tipo morfológico encontrado é similar aos grãos de pólen do gênero *Myrica*, o qual ocorre em regiões temperadas e tropicais. A família Myricaceae é mundialmente distribuída, no entanto ausente no norte da África e na maior parte da Eurásia e Australásia temperada (WATSON & DALLWITZ, 1992).

CLASSE STEPHANOPORATAE
Iversen & Troels-Smith, 1950

Gênero *Retistephanoporites* Gonzáles, 1967

Retistephanoporites spp.
(Fig.6E)

Diagnose – Grãos de pólen zonoporados, com seis poros anulados. Superfície granulada.

Dimensões e ocorrência – 28µm; Poço A (660m).

Observações – Afinidades com grãos de pólen do gênero *Nothofagus*, o qual ocorre em regiões de altitudes (cordilheira dos Andes) de clima temperado. O gênero *Nothofagus* é constituído de árvores de grande porte, com cerca de 30m e até 1m de diâmetro.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A sedimentação quaternária da Bacia da Foz do Amazonas reflete, através dos palinomorfos, a vegetação presente na área atravessada pelo rio Amazonas. A maior parte dos sedimentos da bacia tem como área fonte a cordilheira dos Andes; portanto, registrou-se grande representatividade dos grãos de pólen e esporos oriundos dessa região (*e.g.*, HOOGHIEMSTRA, 1989; VAN GEEL & VAN DER HAMMEN, 1973; WIJNINGA & KUHRY, 1990) (Fig.7). Os palinomorfos que caracterizam o grupo da flora de montanha foram trazidos por correntes aéreas e por via aquática dos Andes e/ou Alto Amazonas. Entre os seis grupos registrados por CARVALHO (1996, 2003) na assembléia palinológica do Poço A: esporos de pteridófitas, esporos de fungos, flora tropical, savana, dinoflagelados e flora de montanha, o grupo da flora de montanha é o terceiro mais abundante, com uma média de abundância relativa de 16%, sendo o gênero cf. *Myrica* o mais abundante dos gêneros típicos dessa flora com 53% (Fig.7).

No Poço A foi registrado cinco fases paleoclimáticas: duas glaciais (fase 2 e 4) e três fases interglaciais (fases 1, 3 e 5). A média do índice de diversidade do poço estudado foi de 12,9 (Fig.4).

Nas duas fases glaciais (fases 2 e 4) ocorre aumento nítido em abundância relativa da flora de montanha. Esse aumento é diretamente relacionado com a diminuição do índice de diversidade. Já nas fases interglaciais (fases 1, 3 e 5), ao contrário, ocorre diminuição da abundância relativa da flora de montanha e aumento do índice de diversidade.

Na fase 1 (1350-1140m), atribuída a um estádio interglacial, a média do índice de diversidade foi de 14,5. De maneira geral, a flora de montanha nessa fase foi menos significativa do que os outros grupos, apresentando média de abundância relativa de apenas 7,1%.

Na fase 2 (1140-660m), referida ao estádio glacial, a média do índice de diversidade foi de 11,7. Já a flora de montanha registrou índice de freqüência de 21,3%.

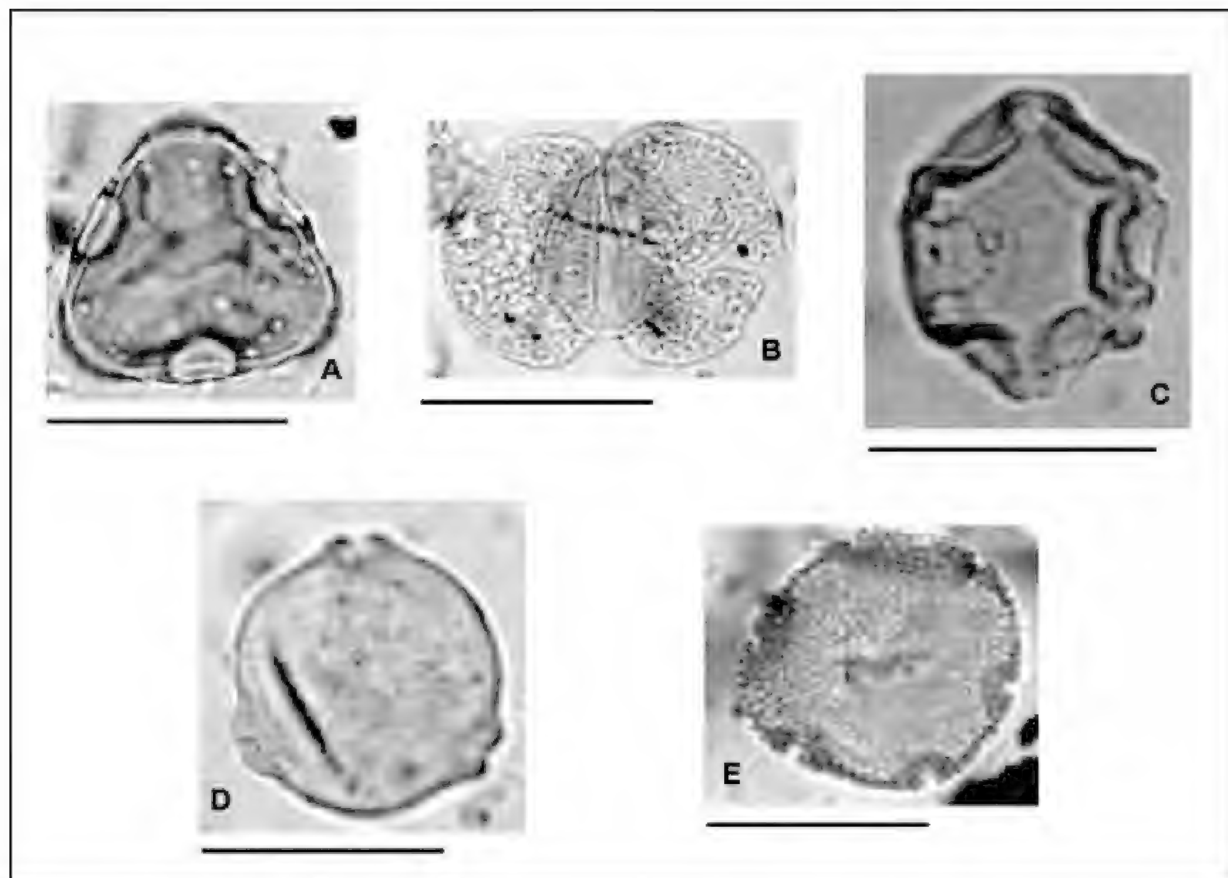


Fig.6- Palinomorfos típicos da flora de montanha que ocorrem no Poço A. Escala de 25μm para cada palinomorfo. (A) *Hemitelia*, (B) *Podocarpus*, (C) *Alnus*, (D) cf. *Myrica*, (E) *Nothofagus*.

Na fase 3 (660-570m), representando o estádio interglacial, a média do índice de diversidade foi de 15,6. A flora de montanha registrou média de abundância de 9,6%, denotando queda de freqüência.

Na fase 4 (570-420m), relativa ao estádio glacial, o índice de diversidade foi de 10,1. E a média de abundância da flora de montanha foi de 32,5%, registrando seu maior índice de freqüência no poço estudado.

Na fase 5 (420-200m), relacionada ao estádio interglacial, o índice de diversidade foi de 14,6 e a média da flora de montanha foi de 1,6%, caracterizando seu menor índice de freqüência.

Vários autores mencionam uma substituição da flora tropical por uma flora típica de savana na região durante as fases glaciais (*e.g.*, AB' SABER, 1977; BUSH *et al.*, 1990; VAN DER HAMMEN & ABSY, 1994; HABERLE & MASLIN, 1999). No entanto, os resultados alcançados sugerem que essa substituição não ocorreu. De acordo com o presente estudo, durante as fases glaciais ocorre um aumento da flora de montanha, enquanto a flora de savana não demonstra uma variação significativa entre as fases glaciais e fases interglaciais. Além do mais, como mostrado na distribuição palinológica (Fig.7), os palinomorfos que representam a savana são menos abundantes do que a flora de montanha, esporos de fungos e esporos de pteridófitas. Outro resultado que corrobora essa hipótese é a correlação positiva (Fig.5) entre a flora tropical e de savana, indicando que a flora tropical não foi substituída pela de savana.

Buscando confirmar a relação dos tipos polínicos baseados nas suas características ecológicas e climáticas, suas abundâncias relativas foram submetidas à análise de agrupamento pelo modo-R. A análise revelou quatro agrupamentos (Fig.8), denominados de grupos 1-4. Os grupos são: Grupo 1, composto de 3 dos cinco representantes da flora de montanha, os gêneros *Podocarpus*, cf. *Myrica e Alnus;* Grupo 2, composto somente pelos esporos de fungos; Grupo 3, composto por *Nothofagus*, dinoflagelados, flora tropical e de savana; Grupo 4, composto de *Hemitelia* e esporos de pteridófitas. A maior divisão ocorre entre os grupos 1 e 2 e reflete justamente a separação dos palinomorfos da flora de montanha dos outros grupos.

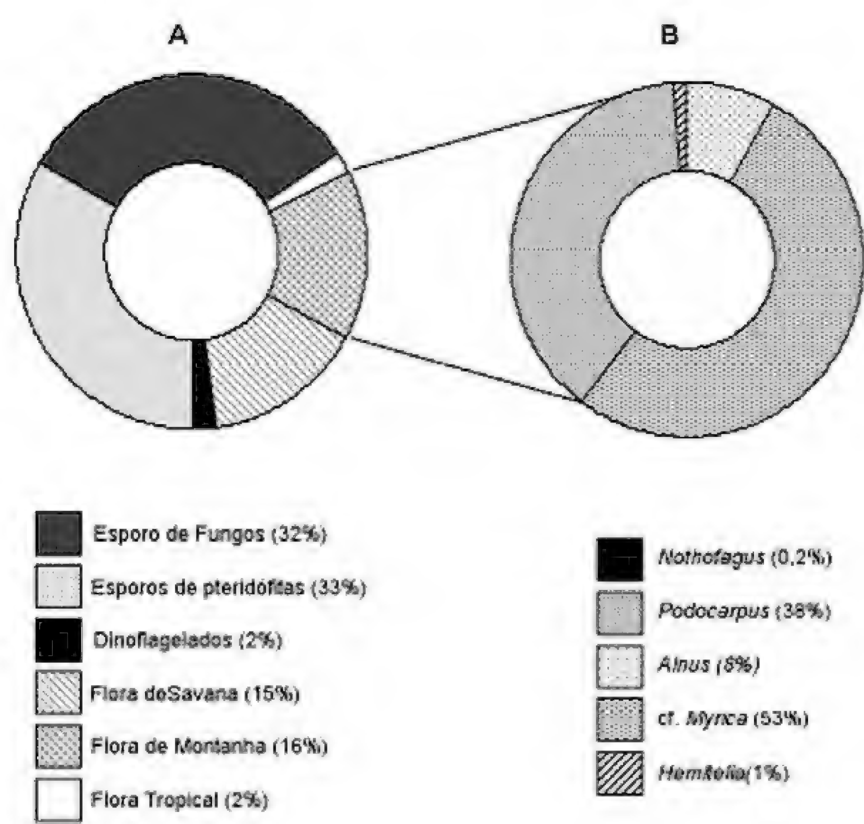


Fig.7- Média de abundância dos grupos de palinomorfos do Poço A (A) e dos palinomorfos do grupo da flora de montanha (B).

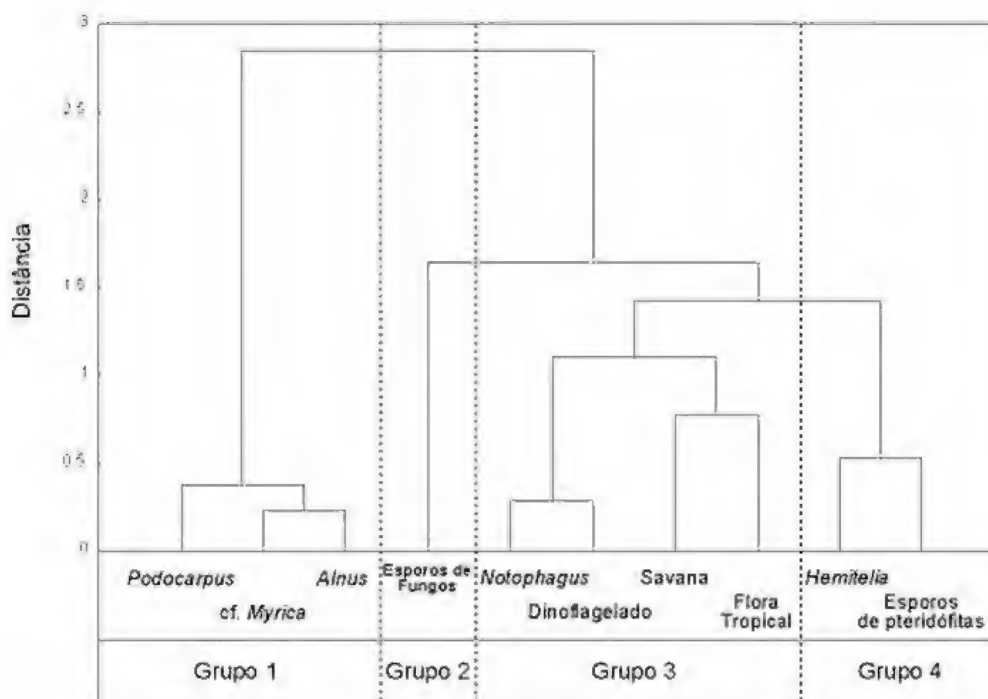


Fig.8- Análise de agrupamento (modo-R), mostrando os quatro grupos.

Como também observado por HABERLE & MASLIN (1999), o avanço da flora de montanha durante as fases glaciais parece estar muito mais relacionado à queda de temperatura do que à diminuição da umidade, sendo que esta última está relacionada a um ambiente típico de savana.

Durante as fases glaciais, a floresta andina que ocupava uma faixa de 2.000 a 3.000 metros de altitude, deslocou-se para uma faixa de 1.000 a 2.000 metros (Fig.1). A flora que ocupava as faixas inferiores também foi deslocada, chegando provavelmente à planície Amazônica. Talvez esse fato explique a grande quantidade de palinomorfos da flora de montanha na Bacia da Foz do Amazonas. Segundo MULLER (1959), os palinomorfos do gênero *Alnus* são transportados principalmente pela água, dos Andes até alcançar a bacia. Todavia, os palinomorfos do gênero *Podocarpus* e *Hemitelia* são trazidos pelo vento das montanhas úmidas da Venezuela, Trinidad-Tobago e outras regiões. O gênero *Podocarpus* dominou a flora dos Andes durante o último máximo glacial no Pleistoceno (LEDRU, 1993; LEDRU *et al.*, 2001).

CONCLUSÃO

- Palinomorfos de gêneros típicos da flora de montanha (*Hemitelia, Podocarpus, Alnus,* cf. *Myrica* e *Nothofagus*) são mais abundantes nos estádios glaciais, atingindo cerca de 56,8% de toda a associação no poço estudado.
- A utilização da análise de agrupamento (modo-R) revelou 4 agrupamentos palinológicos. A quebra mais significativa está separando o Grupo 1 (*Podocarpus,* cf. *Myrica e Alnus*) dos outros três agrupamentos.
- Através da Correlação de Pearson podem-se confirmar os resultados encontrados na análise de agrupamento, identificando afinidades entre os representantes da flora de montanha, principalmente os gêneros *Podocarpus,* cf. *Myrica e Alnus.*
- A abundância relativa da flora de montanha em relação à floresta tropical sugeriu uma expansão nos estádios glaciais do Quaternário, sendo a queda de temperatura o principal fator desencadeante da mudança de vegetação tanto da planície Amazônica como da cordilheira dos Andes.
- De acordo com os resultados palinológicos alcançados no poço estudado, a teoria do refúgio defendida por vários autores, onde a floresta tropical teria sido substituída pela vegetação típica de savana, não foi confirmada no presente trabalho.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A.N., 1977. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, São Paulo, **3**:1-19.

ABSY, M.L.; CLEEF, A.M.; FOURNIER, M.L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; DA SILVA, M.F.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T., 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes Rendus de l'Academie de Science**, Paris, **312**:673-678.

BEHLING, H., 1996. First report on new evidence for the occurrence of *Podocarpus* and possible human presence at the mouth of the Amazon during the Late-glacial. **Vegetation Historic Achaeobotanic**, Berlin: Heidelberg, **5**:241-246.

BEHLING, H.; ARZ, H.W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G., 2002. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in Southeastern Brazil, inferences from marine cores Geo B 3229-2 and Geo B 3202-1. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, Amsterdam, **179**:227-243.

BOER, N.P.; VAN DER HAMMEN, T.; WIJMSTRA, T.A., 1965. A palynological study on the age of some borehole samples from the Amazonas Delta area, NW Brazil. **Geologie en Mijnbouw**, Ultrecht, **44**(7):254-258.

BRANDÃO, J.A.S. & FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia da Foz do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, **8**(1):1-249.

BUSH, M.B.; COLINVAUX, P.A.; WIEMANN, M.C.; PIPERNO, D.R.; LIU, K-B., 1990. Late Pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonian. **Quaternary Research,** Oxford, **34**:330-345.

CARVALHO, M.A., 1996. **Estudo paleoecológico e paleoclimático, com base em palinologia, aplicado em sedimentos pleistocênicos da Bacia da Foz do Amazonas**. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências - UFRJ, MSc, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Brasil, Rio de Janeiro, 146p.

CARVALHO, M.A., 2003. Paleoecological and paleoclimatic studies based on palynology of pliocene and pleistocene sediments from the Foz do Amazonas Basin, Brazil**. Neues Jahrbuch für Stratigrafie und Paläontologie**, Stuttgart, **229**(1):1-18.

COLINVAUX, P.A.; DE OLIVEIRA, P.E.; MORENO, J.E.; MILLER, M.C.; BUSH, M.B., 1996. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. **Science**, Washington, **274**:85-88.

COLINVAUX, P.A.; DE OLIVEIRA, P.E.; BUSH, M.B., 2000. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypotheses. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, **19**:141-169.

COUPER, R.A., 1953. Upper Mesozoic and Cenozoic spores and pollen grains from New Zealand. **New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin**, Wellington, **22**:1-77.

DE LAUBENFELS, D.J., 1985. A taxonomic revision of the genus *Podocarpus*. **Blumea**, **30**:51-278.

FARJON, A., 1998. **World Checklist and Bibliography of Conifers**. U.K.: Royal Botanical Gardens at Kew, Richmond. 298p.

GERMERAAD, J.H.; HOPPING, C.A.; MULLER, J., 1968. Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, **6**:189-348.

HABERLE, S.G. & MASLIN, M.A., 1999. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon Basin based on a 50.000 years pollen record from the Amazon fan, ODP site 932. **Quaternary Research**, Oxford, **51**(1):27-38.

HAFFER, J., 1969. Speciation in Amazon forest birds. **Science**, Washington, **165**:131-137.

HAFFER, J., 1974. Avian speciation in tropical South America. **Publication Nuttal Ornithologic**, Cambridge, **14**:1-390.

HANSEN, B.C.S.; SELTZER, G.O.; WRIGHT JR., H.E, 1994. Late Quaternary vegetational change in the central Peruvian Andes. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, **109**:263-286.

HEUSSER, C.J., 1971. **Pollen and Spores of Chile. Modern Types of the Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae**. Tucson: The University of Arizona Press. 167p.

HOOGHIEMSTRA, H., 1989. Quaternary and Upper - Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes: evidence from a long high-resolution pollen record from the sedimentary Basin of Bogotá, Colombia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, **72**:11-26.

HOOGHIEMSTRA, H. & RAN, E.T.H., 1994. Late and middle Pleistocene climatic change and forest development in Colombia: pollen record Funza II (2-158m core interval). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, **109**:211-246.

HOORN, C.; GUERRERO, J.; SARMIENTO, G.A.; LORENTE, M.A., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. **Geology**, Boulder, **23**:237-240.

HORN, S.P., 1985. Preliminary pollen analysis of Quaternary sediments from Deep Sea Drilling Site 565, Western Costa Rica. **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, Washington, **84**:533-547.

LEDRU, M.P., 1993. Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. **Quaternary Research,** Oxford, **39**:90-98.

LEDRU, M.P.; CORDEIRO, R.C.; MARTIN, L.; DOMINGUES, J.M.L.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A; TURCQ, B., 2001. Late-Glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at lagoa do Caço, northern Brazil. **Quaternary Research**, Oxford, **55**(1):47-56.

LORENTE, M.A., 1986. Palynology and palynofacies of Upper Tertiary in Venezuela. **Dissertaciones Botanicae**, Lehre. 222p.

MULLER, J., 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments: reports of the Orinoco Shelf Expedition; **Micropaleontology**, New York, **5**(1):1-32.

MULLER, J.; DI GIACOMO, E.; VAN ERVE, A., 1987. A Palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of Northern South America. **American Association Stratigraphic Palynologists**, Austin **19**:7-76.

ODUM, E.P., 1983. **Ecologia**. 3.ed., Guanabara, Rio de Janeiro 434p.

POTONIÉ, R., 1956. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae, I. Teil: Sporites. **Beiheft Geologisches Jahrbuch**, Hannover, **23**:1-103.

POTONIÉ, R., 1960. Synopsis der Gattungen der sporae disoersae. **Geologisches Jahrbuch,** Stuttgart, **23**(31):39.

REGALI, M.S.P., 1982. Palinoestratigrafia das Bacias da Foz do Amazonas e Cassiporé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 2., **Resumos...** Rio de Janeiro, 26p.

REZENDE, W.M. & FERRADAES, J.O., 1971. Integração geológica regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., **Anais...** SBG, Belém 203-214p.

SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C., 1971. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., **Anais...** SBG, São Paulo, **3**:189-202.

STEVENSON, D., 1991. **Flora of the Guianas**, series A: Phanerogams, Fascicle 9, Sections 208 Cycadaceae, 208.1 Zamiaceae, and 211 Podocarpaceae. USA/ Germany: Koeltz Scientific.

UESUGUI, N., 1979. Palinologia: Técnica de tratamento de amostras. **Boletim Técnico da Petrobrás,** Rio de Janeiro **22**(4):229-240.

VAN DER HAMMEN, T., 1963. A palynological study on the Quaternary of British Guyana. **Leidse Geologische Mededelingen**, Leiden, **29**:125-180.

VAN DER HAMMEN, T., 1972. Changes in Vegetation and climate in the Amazon Basin and Surrounding areas during the Pleistocene. **Geologie en Mijnbouw**, Ultrecht, **51**(6):641-643.

VAN DER HAMMEN, T., 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. **Journal of Biogeography**, Oxford, **1**:3-26.

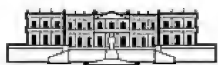
VAN DER HAMMEN, T. & ABSY, M.L., 1994. Amazonia during the last glacial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, **109**:247-261.

VAN DER HAMMEN, T. & WIJMSTRA, T.A., 1964. A palynological study on the Tertiary and Upper Cretaceous of British Guyana. **Leidse Geologische Mededelingen**, Leiden, **30**:183-241.

VAN GEEL, B. & VAN DER HAMMEN, T., 1973. Upper quaternary vegetational and climatic sequence of the fuquene area (Eastern Cordillera, Colombia). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, **14**:9-92.

WATSON, L. & DALLWITZ, M.J., (1992 onwards). **The Grass Genera of the World: Descriptions, Illustrations, Identification, and Information Retrieval; including Synonyms, Morphology, Anatomy, Physiology, Cytology, Classification, Pathogens, World and Local Distribution, and References**. Disponível em: <http:// biodiversity.uno.edu/delta/>.

WIJNINGA, V.M. & KUHRY, P., 1990. Late Pliocene palaeo of Guasca Valley (Cordillera Oriental, Colombia). **Review of Palaeobotany and Palinology**, Amsterdam, **78**:69-127.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.437-450, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

ANDITRIGONIA BRITOI N.SP. (BIVALVIA) DO EO-ALBIANO DE SERGIPE, BRASIL [1]

(Com 5 figuras)

MARIA HELENA HESSEL [2]

RESUMO: No presente trabalho é descrita uma nova espécie de megatrigonídeo: *Anditrigonia britoi* sp.n. Os exemplares provém dos arenitos conglomeráticos de três novas localidades fossilíferas dos municípios de Riachuelo e Divina Pastora, pertencentes à formação Riachuelo (membro Angico) do Estado de Sergipe, Brasil. *A. britoi* provavelmente possuia hábito de vida infaunal vágil, com enterramento verticalizado a pequena profundidade, sendo uma forma de bivalvio suspensívoro habitante primário de substratos moles (*sensu* Seilacher, 1984) em ambiente marinho transicional raso, com níveis normais de oxigênio, alta turbidez e baixa salinidade, típico dos leques aluviais existentes na região durante o Eo-albiano. O gênero, ainda não registrado em bacias brasileiras ou do Atlântico Sul, é tipicamente encontrado na costa pacífica das América do Norte e do Sul. A presente ocorrência de *A. britoi*, associada ao amonóide *Douvilleiceras* sp., em estratos eo-albianos, amplia a ocorrência geográfica e temporal do gênero, agora estabelecida entre o Bajociano (Eojurássico) ao Eo-albiano (Eocretáceo).

Palavras-chave: Bivalvia. Trigonídeo. Cretáceo. Sergipe. Taxonomia.

ABSTRACT: *Anditrigonia britoi* n.sp. (Bivalvia) from the Early Albian of Sergipe State, Brazil.

A new megatrigonid, *Anditrigonia britoi* n.sp., is described from three new fossiliferous localities from Riachuelo and Divina Pastora Districts. Northwest Brazil. The specimens come from conglomeratic sandstones from Angico Member of Riachuelo Formation from Sergipe Basin. *Anditrigonia britoi* was problably a infaunal vagile bivalve that vertically burrowing in soft bottom as a suspension feeder free-living primary dweller (sensu Seilacher, 1984) in a shallow marine transitional environment, whit normal oxygen level, high turbidity and low salinity, characteristic from aluvial fandelta that occurred in the region during the Early Albian. The genus, hitherto unknown in Brazilian or South Atlantic basins, is typical of the North and South American Pacific coast, during Bajocian to Hauterivian stages. The present state name occurrence, associated to ammonite *Douvilleiceras* sp., enlarge the geographic and temporal occurrence of the genus, now established from the Bajocian (Early Jurassic) to Early Albian (Early Cretaceous).

Key words: Bivalvia. Trigoniid. Cretaceous. Sergipe. Taxonomy.

INTRODUÇÃO

Durante trabalho de campo realizado por Peter Bengtson e pela autora, em janeiro de 1988, para o reconhecimento paleontológico da base da formação Riachuelo em sua porção emersa na bacia de Sergipe, foram coletados diversos exemplares de bivalvios fósseis. Destes, chamaram a atenção algumas formas de trigonídeos com suas conchas de médio porte muito bem preservadas, que ocorriam freqüentemente em níveis conglomeráticos onde outros fósseis eram relativamente raros. Assim, em dezembro de 1988, foi realizado novo trabalho de campo visando a coleta sistemática destes bivalvios, o que resultou em número bastante significativo de exemplares para estudo: 59.

Os megatrigonídeos em geral, subgrupo ao qual pertencem as valvas e conchas coletadas, são cosmopolitas do Mesojurássico ao Eocretáceo, tendo sido registrados no sul e leste da África (RENNIE 1936; SOCIN 1939), na Ásia (ARKHANGUELSKY 1916), e na América do Sul (LEVY 1967) e do Norte (HYATT 1892). O gênero *Anditrigonia* Levy, 1967 é conhecido desde o Bajociano (Mesojurássico) ao Hauteriviano (Eocretáceo) da Argentina e Peru (LEANZA & ZUBILLAGA 1983 e 1987), do Chile (PHILLIPI 1899), da Colômbia (ETAYO-SERNA 1985), do México (CASTILLO & AGUILERA 1895) e dos Estados Unidos (HYATT 1892). Este gênero de megatrigonídeo foi instituído por LEVY (1967) para diferenciar do gênero *Megatrigonia* van Hoepen, 1929, as espécies com um sistema duplo, divaricado, de costelas ornamentais em seus flancos.

---

[1] Submetido em 16 de abril de 2004. Aceito em 22 de julho de 2005.
[2] Universidade Federal de Pernambuco, Depto. Geologia. Av. Acadêmico Helio Ramos, s/n°, Cidade Universitária, 50740-530, Recife, PE. E-mail: helena.hessel@ufpe.br.

A bacia de Sergipe, aqui considerada como a porção sul da bacia de Sergipe-Alagoas, apresenta uma das mais completas sequências mesozóicas das bacias marginais do Atlântico Sul. A formação Riachuelo, depositada na fase rifte da bacia (LANA, 1990), é composta principalmente por calcários e dolomitos oolíticos, oncolíticos e pisolíticos, assim como por arenitos e folhelhos (BANDEIRA, 1978; SCHALLER, DELLA FÁVERA & TIBANA, 1980). Esta formação aflora somente no Estado de Sergipe, numa faixa de cerca de 20km de largura, entre a área de Itaporanga e o vale do rio Poxim (SCHALLER, 1969). Compreende três membros estratigráficos, de neo-aptianos a neo-albianos. O membro Maruim é composto por calcarenitos e calcirruditos oncolíticos e oolíticos de cor creme, além de recifes algálicos isolados (FEIJÓ, 1994). O membro Taquari mostra calcários dolomíticos, biolititos e biocalcarenitos intercalados por folhelhos (SCHALLER *et al.*, 1980), e o membro Angico apresenta clásticos finos (siltitos) a grosseiros (arenitos conglomeráticos), localmente coquinóides.

Os fósseis aqui descritos provêm do membro Angico de três localidades situadas nos municípios de Riachuelo (Espírito Santo 2 e 3) e Divina Pastora (Fortuna 1), no Estado de Sergipe (Fig.1), onde ocorrem esparsamente. Todas estas localidades são a seguir descritas, conforme o sistema introduzido por BENGTSON (1983). A sigla "Kra" significa: Cretáceo, formação Riachuelo, membro Angico (BENGTSON, 1983):

ESPÍRITO SANTO 2: UTM 8 812 450N / 693 650E. Mapa topográfico: SC.24-Z-B-IV. Aracaju. Mapa geológico: SC.24-Z-B-IV-1 Itabaiana.
Seção de escavação de pedreira voltada para NE. Altitude: entre 45-55m.
Kra: arenito síltico creme-claro com seixos conglomeráticos rochosos e quartzosos.

ESPÍRITO SANTO 3: UTM 8 812 350N / 693 000E. Mapa topográfico: SC.24-Z-B-IV. Aracaju. Mapa geológico: SC.24-Z-B-IV-1 Itabaiana.
Seção a W de rodovia secundária, junto ao poço de exploração RO-409 da Petrobras. Altitude: cerca de 55m.
Kra: arenito conglomerático creme-claro com seixos rochosos e quartzosos, e lâminas ferruginosas.

FORTUNA 1: UTM 8 824 100N / 701 650E. Mapa topográfico: SC.24-Z-B-IV. Aracaju. Mapa geológico: SC.24-Z-B-IV-2 Riachuelo.
Exposição ao lado SW de rodovia, junto à casa da Fazenda Fortuna. Altitude: cerca de 45m.
Kra: arenito síltico creme-claro, duro, com seixos conglomeráticos quartzosos.

Em Espírito Santo 2, uma pedreira de arenito com níveis conglomeráticos, próxima à Fazenda Mata, foram coletadas quatro valvas isoladas de *Anditrigonia britoi*. Esta espécie ocorre associada a pouco comuns escamas de peixes e conchas do gastrópodo *Paraglauconia sergipensis* (Maury, 1937), assim como a raras valvas de *Neithea* sp., ostreídeos e outras formas de bivalvios indeterminados.

De Espírito Santo 3, nas cercanias da Fazenda de mesmo nome, provém a maioria dos exemplares de *Anditrigonia britoi* aqui estudados (54), onde são de frequente ocorrência entre os seixos. A fauna associada inclui pouco comuns valvas de *Neithea* sp., moldes de *Isocardia* sp. e de *Tellina* sp., conchas de *Paraglauconia sergipensis* e de ostreídeos, e raras conchas de turritelídeos.

Em Fortuna 1, nos arenitos conglomeráticos que ocorrem junto à casa grande da Fazenda Fortuna, coletou-se uma valva de *Anditrigonia britoi*. A paleofauna associada inclui raras valvas isoladas de *Neithea* sp., conchas de gastrópodos indeterminados e fragmentos de moldes de amonóides, um dos quais pertencente ao gênero *Douvilleiceras* sp. (BENGTSON, comunicação verbal, 1988).

Os espécimens de megatrigonídeos coletados estão preservados com suas valvas inalteradas. Dos 59 exemplares estudados, 3 são completos (bivalves), 27 são valvas direitas e 29 são esquerdas. Valvas inteiras são encontradas em 7 exemplares de valva esquerda e em 10 espécimens de valva direita, totalizando 17 valvas inteiras que, somadas a um exemplar completo (bivalve) inteiro, perfazem cerca de 30% de todos os fósseis estudados. Valvas com as margens um pouco fraturadas são 11 e as que possuem pequena parte posterior perdida são 9. Apenas com a região mediano-anterior preservada são 21, das quais dois são completos (bivalves). Alguns exemplares têm sua ornamentação desgastada e suas margens arredondadas após o fraturamento. Outros espécimens estão incrustados por material calco-ferruginoso em suas porções externa e interna, ou só na parte interna (Est.2:4-5). Todos os exemplares foram preparados com broca vibradora convencional.

TAXONOMIA

A seguir, na descrição taxonômica, são empregadas as abreviações e a terminologia indicada na figura 2. Todas as medidas mencionadas neste trabalho estão em milímetros. A classificação sistemática adotada é a de COX (1969).

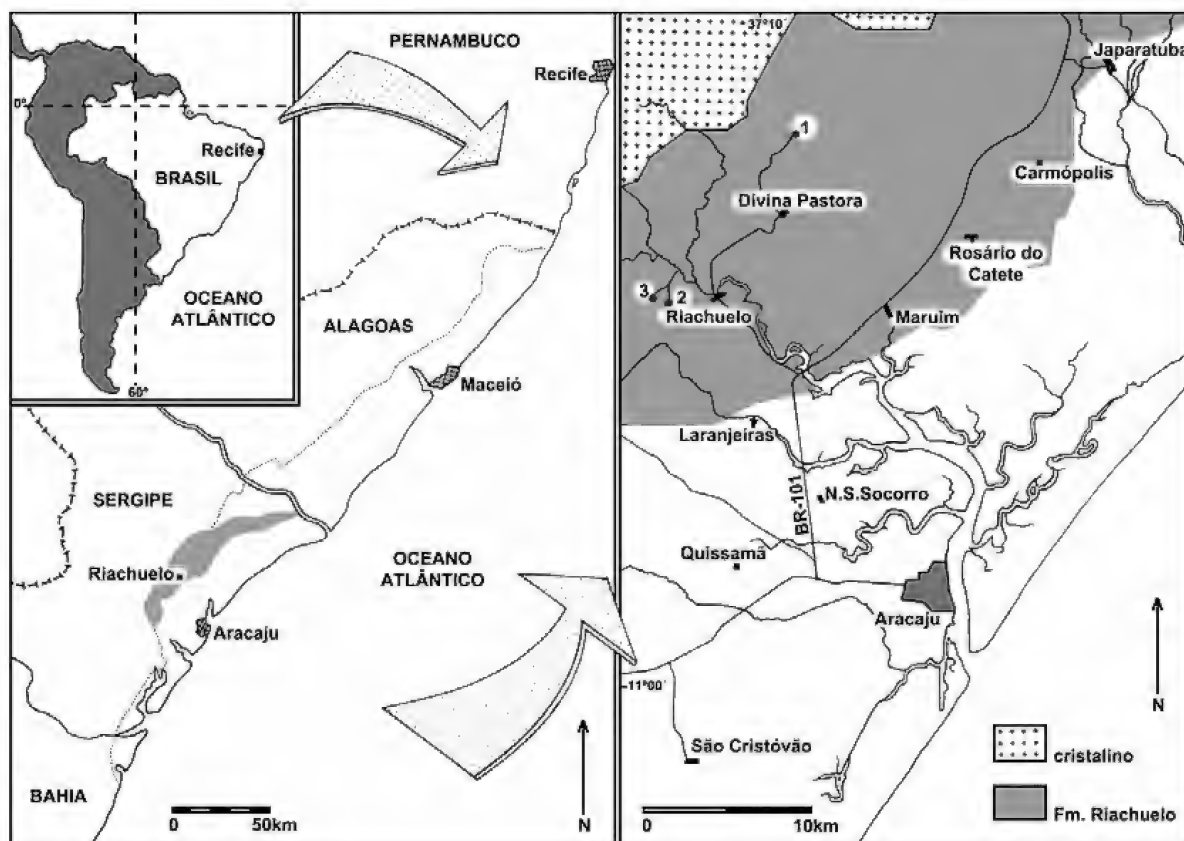


Fig.1- Localização geográfica dos afloramentos Fortuna 1 (1), Espírito Santo 2 (2) e 3 (3) no Estado de Sergipe, Brasil.

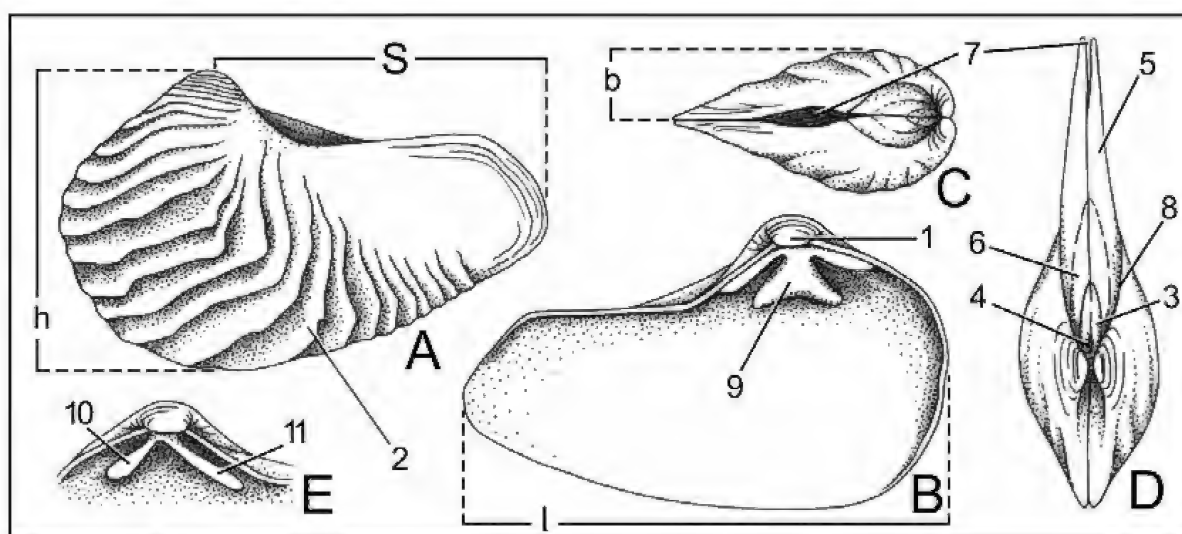


Fig.2- Terminologia morfológica e medidas em uma valva de *Andtrigonia britoi*: (A) vista lateral externa da valva esquerda, (B) vista interna da valva esquerda, (C) vista posterior, (D) vista dorsal, (E) vista interna parcial da valva direita, (S) dimensão máxima da linha de articulação, (l) largura da valva, isto é, a dimensão máxima entre as margens anterior e posterior, paralela à linha de articulação: (h) comprimento da valva, dimensão máxima perpendicular à l, (b) convexidade máxima da valva; (1) umbo, (2) costelas, (3) escudo, (4) fosseta ligamentar, (5) área dorsal, (6) flanco, (7) carena interna, (8) carena marginal, (9) dente cardinal, (10) dente direito anterior, (11) dente direito posterior (baseado em COX, 1969).

Classe Bivalvia Linné, 1758 pars
Subclasse Palaeoheterodonta Newell, 1965
Ordem Trigonioida Dall, 1889
Superfamília Trigoniacea Lamarck, 1819
Família Trigoniidae Lamarck, 1819
Subfamília Megatrigoniinae van Hoepen, 1929

Gênero *Anditrigonia* Levy, 1967

Espécie-tipo – *Trigonia carrincurensis* Leanza, 1941.

Diagnose – Formas de tamanho variável, subtriangulares, ovaladas ou piriformes. Flanco apresenta costelas concêntricas próximas ao umbo, seguidas por uma dupla ornamentação, que consiste em costelas sub-horizontais ou sinuosas e costelas posteriores subverticais ou oblíquas; a união destas costelas pode formar um simples desenho em L, ou um desenho complexo, com costelas sinuosas ou quebradas em V ou em W. Na porção mediana do flanco, a ornamentação pode ser interrompida por tubérculos. A área dorsal é estreita com costelas finas, transversais ou concêntricas próximas ao umbo; logo a seguir é lisa, com ou sem sulco médio. As carenas são indistintas ou pouco definidas. O escudo é alongado, estreito, liso e escavado (tradução de REYES & PEREZ, 1982).

Anditrigonia britoi sp.n.
Figs.2-3, Ests.1-2

Etimologia – Em homenagem ao paleontólogo Ignacio Aureliano Machado Brito, que dedicou grande parte de sua vida ao estudo dos invertebrados cretácicos do nordeste brasileiro.

Holótipo – Espécimem MN 6807-I, coletado por Maria Helena Ribeiro Hessel em janeiro de 1988.

Localidade-tipo – Espírito Santo 3, município de Riachuelo, Estado de Sergipe, Brasil.

Estrato-tipo – Albiano Inferior da formação Riachuelo.

Material – Três espécimens completos (bivalves; MN 6818-I, MN 6819-I e o holótipo MN 6807-I), 27 valvas direitas e 29 valvas esquerdas (parátipos MN 6790-I a MN 6848-I, com exceção dos números bivalves supra-citados). Os exemplares estão depositados na Coleção de Paleoinvertebrados do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional, Rio de Janeiro.

Diagnose – Concha de porte mediano, equivalva, inequilateral, subtriangular. Estágio juvenil com costelas finas, concêntricas. Estágio adulto com costelas anteriores sinuosas sub-horizontais e posteriores oblíquas, que se unem em L, V ou numa crenulação. Área dorsal estreita com finas costelas transversais, tornando-se lisa em direção posterior, com sulco mediano. Carenas pouco distintas. Escudo lanceolado.

Diagnosis – Shell of median size, equivalve, inequilateral, subtriangular. Juvenile stage with fine concentric riblets. Adult stage with sinuous ribs, anteriorly subhorizontal and posteriorly oblique, that joint in L, V or a crenulation. Dorsal area narrow with fine transversal ribs, turn smooth at the posterior area, with a median furrow. Keels almost indistinct. Escutcheon lanceoled.

DESCRIÇÃO E COMPARAÇÃO

O holótipo é uma concha de um indivíduo adulto de porte mediano (cerca de 5cm de comprimento), equivalva, inequilateral e moderadamente inflada (Est.1:1a-1d; Tab.1). O contorno, em vista lateral, é subtriangular alongado. A margem anterior é subretilínea até encontrar-se com a margem ventral, amplamente arredondada. A margem dorsal é levemente côncava, formando com a margem posterior um ângulo obtuso. A margem posterior está um pouco quebrada. A relação h/2b é de 1.47. O umbo é opistógiro, proeminente, situado no terço anterior da concha, com ângulo de 96°. A área dorsal ocupa aproximadamente menos de 1/6 da superfície da valva. A área dorsal é alongada, com finas costelas transversais junto ao umbo e finíssimas linhas de crescimento, também transversais. Um sulco interno, pouco distinto, divide a área dorsal em duas partes desiguais, sendo mais estreita a que está mais próxima à linha cardinal. A carena marginal é arredondada em sua porção inicial, logo tornando-se cada vez mais indefinida em direção posterior. O escudo é alongado, lanceolado, liso e escavado. A fosseta ligamentar, bem desenvolvida, ocupa cerca da metade do comprimento do escudo. A ornamentação juvenil das valvas é constituída por finas costelas concêntricas, bastante retilíneas. Em estágio adulto, a ornamentação dos flancos tem costelas sinuosas, baixas, sem tubérculos, em número de 20. As mais próximas ao umbo são sub-horizontais, mais largas (cerca de 1.6mm de largura) e com espaço entre elas bastante grande (média de 2mm). As costelas seguintes tornam-se cada vez mais verticalizadas e se afinam (cerca de 1.4mm de largura), ficando também com espaços entre elas menores (média de 1.2mm). Mostram crenulações mais desenvolvidas junto à margem ventral. Por vezes, observa-se uma quebra em V

com ângulo obtuso na conjunção das costelas dos dois sistemas. No final da região posterior, as costelas vão desaparecendo, deixando bem visíveis as linhas concêntricas de crescimento.

Variação – Muitos dos 58 parátipos possuem a região posterior perdida, por fratura desta parte mais fina da concha. O estágio juvenil é bastante espesso (cerca de 1mm), assim como toda a porção anterodorsal. Há formas bem maiores (por exemplo, MN 6820-I, MN 6824-I, MN 6846-I) e menores (MN 6793-I e MN 6822-I) do que o holótipo (Tab.1; Est.1-2). Mesmo assim, o gênero e a espécie são de porte mediano. A relação h/l é bastante constante, variando de 0.56 a 0.65 (Tab.1). A concha não é muito inflada, possuindo convexidade máxima das valvas de 15mm, e mínima de 7mm. A média da razão h/b é de 2.5. A margem posterior é curta, subretilínea, formando ângulo agudo com a margem ventral. O ângulo do umbo varia de 89° a 108°, em geral ficando em torno de 96°. A razão h/2b nos outros dois espécimens completos (bivalves) é pouco menor do que o holótipo, sendo de 1.30 no exemplar MN 6818-I, e de 1.10 no exemplar MN 6819-I.

TABELA 1. Medidas (em mm) em *Anditrigonia britoi* da bacia de Sergipe: valvas direitas são números de MN 6790-I a MN 6806-I, e valvas esquerdas são os de MN 6820-I a MN 6848-I, afora os espécimens bivalves numerados como MN 6807-I, MN 6818-I e MN 6819-I.

EXEMPLAR	h	l	h/l	S	b	EXEMPLAR	h	l	h/l	S	b
MN 6790-I	38.6	63.8	0.60	31.5	13.0	MN 6807-I	31.4	46.4*	-	30.2*	10.7
MN 6791-I	38.2	62.5	0.61	33.3	12.7	MN 6807-I	31.4	46.9*	-	30.5	10.7
MN 6792-I	35.0	61.1	0.58	33.2	13.3	MN 6820-I	38.6	64.9	0.59	31.9	13.3
MN 6793-I	26.2	46.7	0.56	21.5	11.6	MN 6821-I	39.2	64.6	0.61	30.5	15.3
MN 6794-I	35.9	60.4	0.59	30.4	12.0	MN 6822-I	34.3	54.8	0.62	26.3	10.5
MN 6795-I°	34.1	52.1	0.65	26.2	10.1	MN 6823-I	30.2	49.4	0.61	23.4	10.4
MN 6796-I°	36.2	55.5	0.65	31.2	10.5	MN 6824-I°	45.7	70.7	0.64	37.3	15.1
MN 6797-I	31.5	50.1	0.63	27.9	10.1	MN 6825-I	34.8	51.1	0.63	31.3	10.3
MN 6798-I	34.8	56.2	0.62	29.3	10.9	MN 6826-I	35.9	57.8*	-	-	11.1
MN 6799-I	32.9	56.4	0.58	34.9	10.5	MN 6827-I	28.4	28.0*	-	13.2*	08.2
MN 6800-I	36.9	39.9*	-	-	12.7	MN 6828-I	34.4*	30.7*	-	10.4*	11.2
MN 6801-I	33.1	32.4*	-	11.7*	13.1	MN 6829-I	31.3	29.0*	-	13.7*	09.6
MN 6802-I	38.0	39.8*	-	12.3*	11.3	MN 6830-I	28.5	41.7*	-	19.1*	08.1
MN 6803-I	43.8	42.4*	-	22.0*	12.3*	MN 6831-I°	28.6	38.6*	-	19.2*	10.8
MN 6804-I	40.2	58.7*	-	25..7*	13.4	MN 6832-I°	33.9	38.9*	-	27.9*	14.4
MN 6805-I	31.5	31.4*	-	13.8*	08.7	MN 6833-I°	34.9	40.9*	-	27.5*	14.1
MN 6806-I	38.4	40.6*	-	-	10.3	MN 6834-I	30.1	31.5*	-	13.5*	07.6
MN 6808-I	32.5	33.5*	-	19.3*	11.0	MN 6835-I	30.6*	40.3*	-	14.9*	10.3*
MN 6809-I	30.5*	31.1*	-	10.8*	08.4	MN 6836-I	30.2	45.8*	-	-	09.8
MN 6810-I	33.7	34.9*	-	20.2*	11.5	MN 6837-I	34.7	40.0*	-	-	09.3
MN 6811-I	40.9	42.3*	-	23.4*	16.4	MN 6838-I	31,9	35.5*	-	11.7*	09.5
MN 6812-I	47.2	46.5*	-	-	09.3	MN 6839-I	35.2	31.1*	-	09.6*	10.0
MN 6813-I	-	40.6*	-	24.9*	08.7	MN 6840-I	44.5	69.8	0.63	-	-
MN 6814-I	32.4	47.8*	-	29.0*	10.1	MN 6841-I	30.1	38.5*	-	-	09.4
MN 6815-I°	24.1	38.5*	-	21.2*	07.3	MN 6842-I	39.0	48.1*	-	30.6*	09.2
MN 6816-I	28.3*	28.6*	-	-	08.4	MN 6843-I°	35.4	44.1*	-	29.4*	11.2
MN 6817-I	37.6*	40.1*	-	12.1*	10.4	MN 6844-I	32.1*	40.6*	-	09.2*	-
MN 6818-I	28.3	28.5*	-	-	10.9	MN 6845-I	44.7	47.6*	-	09.8*	-
MN 6818-I	28.8	30.9*	-	-	10.9	MN 6846-I	40.2	59.1*	-	32.1*	11.3
MN 6819-I	22.6*	13.8*	-	-	10.3	MN 6847-I	38.2	35.8*	-	-	10.9
MN 6819-I	23.7*	11.1*	-	-	10.3	MN 6848-I°	30.6	31.4*	-	11.2*	13.4

(*)dimensões incompletas, (°) exemplares com incrustações.

A ornamentação é bastante variada, ainda que sempre seja possível visualizar claramente o sistema duplo de costelas anteriores sub-horizontalizadas e posteriores oblíquas. O encontro dos dois sistemas é bastante variável, quase sempre com uma trajetória radial: há espécimens onde se forma um V (por exemplo, MN 6790-I, MN 6814-I e MN 6816-I), outras um √ (MN 6813-I, MN 6840-I), e noutras forma-se apenas uma crenulação (MN 6831-I, MN 6835-I). Por vezes, há valvas quase lisas (como MN 6791-I, MN 6812-I e MN 6820-I), talvez por um problema de desgaste durante a diagênese, e outras se encontram incrustadas (Tab.1). No estágio adulto, o número de costelas nos flancos varia de 20 a 27. As carenas nunca são bem visíveis e não mostram significativa variação.

A área dorsal geralmente ocupa 1/6 da superfície da valva (Est.1:1c, 4a; Est.2:3b), mas há exemplares nos quais perfaz um pouco menos, até 1/4 (como em MN 6804-I e MN 6813-I). Devido a diagênese não muito favorável, em geral é difícil observar as pequenas costelas transversais e o sulco interno da área dorsal. Entretanto, este é bem definido e escavado, dividindo a área dorsal em duas porções desiguais, nos espécimens MN 6792-I, MN 6794-I, MN 6804-I e MN 6813-I. O escudo, em geral de difícil visualização, parece não variar significativamente.

Internamente observa-se em vários exemplares a charneira esquizodonte, típica da família Trigoniidae. Na valva esquerda há três dentes divergentes a partir do umbo (Est.2:6). O dente cardinal é fortemente desenvolvido, subtriangular, largo. Para sua margem interna torna-se côncavo, chegando a ser quase bífido (Fig.2). Sobre suas superfícies laterais observam-se de 3 a 8 pequenas e finas costelas transversais. O dente esquerdo anterior é alongado, nascendo muito próximo ao umbo e se distanciando cada vez mais da linha cardinal a medida que se afasta dele. Sobre sua superfície também há finas costelas transversais, de 3 a 10. Tem tamanho moderado (6.2mm) a grande (9.1mm). O dente esquerdo posterior é menor (cerca de 7.3mm), dispondo-se sempre muito próximo à linha de articulação. Possivelmente apresenta costelas, ainda que não tenham sido observadas em nenhum exemplar. Naturalmente entre os três dentes encontram-se dois alvéolos. As valvas esquerdas que permitem melhor visualização da charneira são as de números MN 6803-I, MN 6821-I, MN 6827-I, MN 6828-I, MN 6829-I, MN 6838-I e MN 6843-I.

A valva direita mostra dois fortes dentes, ambos com de 3 a 10 pequenas e finas costelas em suas superfícies laterais, correspondendo aos alvéolos da valva esquerda (Est.2:2). O alongado dente cardinal direito anterior é o mais forte, proeminente e largo dos dois. Nasce junto ao umbo e se distancia da linha cardinal, em direção distal. O dente cardinal direito posterior é o mais longo e fino dos dois, ficando a uma distância constante da linha cardinal. As valvas direitas que mostram a charneira melhor preservada são as de número MN 6790-I, MN 6800-I, MN 6801-I, MN 6802-I e MN 6804-I.

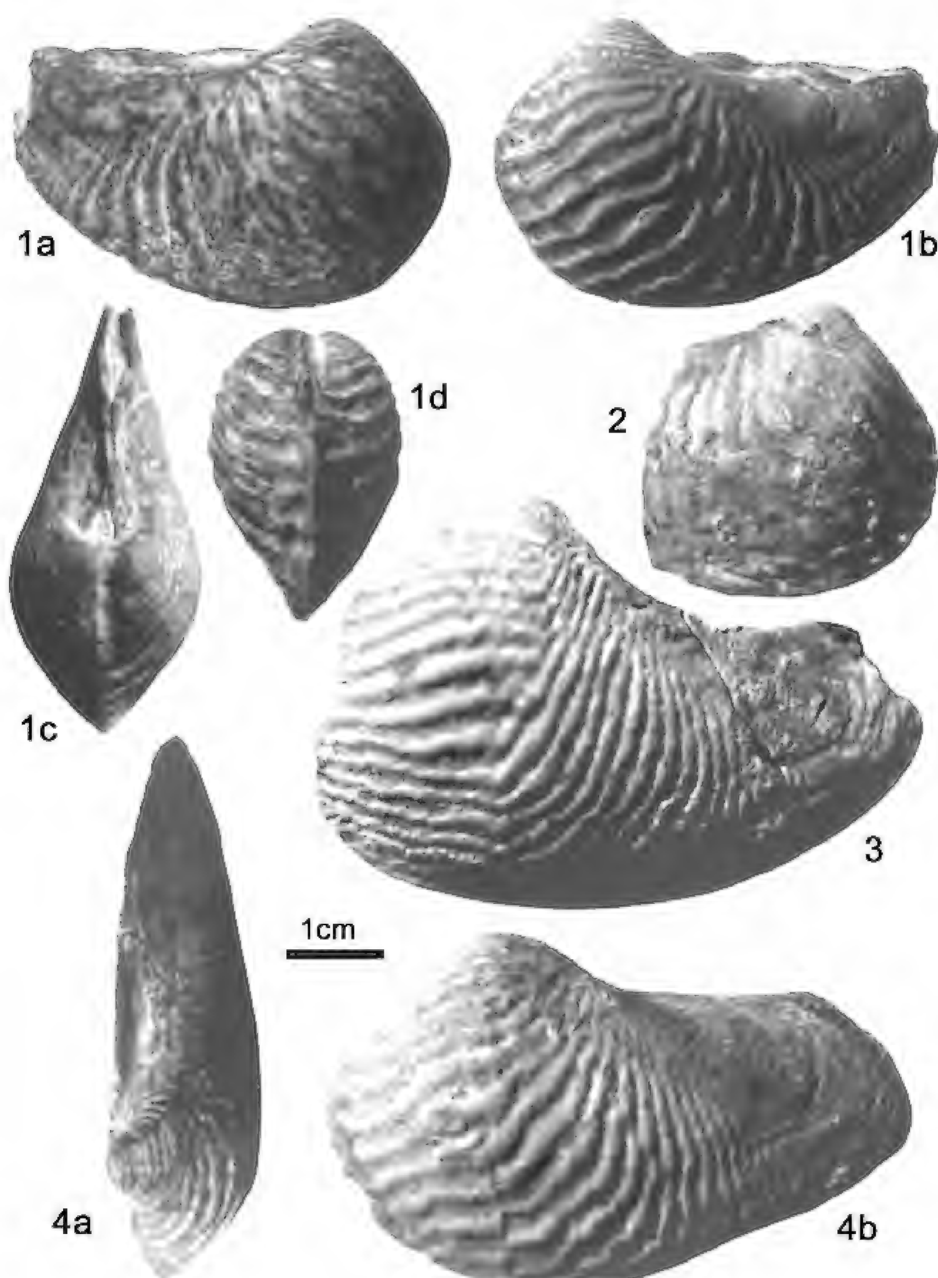
Como trigonídeo que é, *Anditrigonia britoi* provavelmente possui duas marcas de inserção dos músculos adutores, desigualmente desenvolvidas, e linha cardinal integripaleal (conforme GOULD & JONES, 1974). Infelizmente, não é possível observar estas feições nos exemplares estudados.

Afinidades – *Anditrigonia* é um gênero de trigonídeo proposto por LEVY (1967) para as espécies americanas semelhantes ao gênero *Megatrigonia* que possuam, nos flancos, um duplo sistema de costelas que se unem angularmente em L, √ ou W, ou em fileiras de tubérculos (LEANZA & ZUBILLAGA 1987). Em contraposição ao variado sistema de costelas de *Megatrigonia* (COX 1952), *Anditrigonia* reune espécies subtriangulares, ovaladas ou piriformes, que desenvolvem no estágio adulto costelas anteriores sub-horizontalizadas e posteriores subverticais ou oblíquas, que se encontram formando um desenho simples em L, ou um desenho complexo em √, W ou de angulação irregular. A área dorsal é estreita, com finas costelas próximas ao umbo e sulco mediano presente ou não. As carenas são indistintas ou pouco definidas, e o escudo é longo, estreito e liso. Uma vez que a espécie de Sergipe aqui descrita concorda com todas estas feições morfológicas, é relacionada ao gênero *Anditrigonia*.

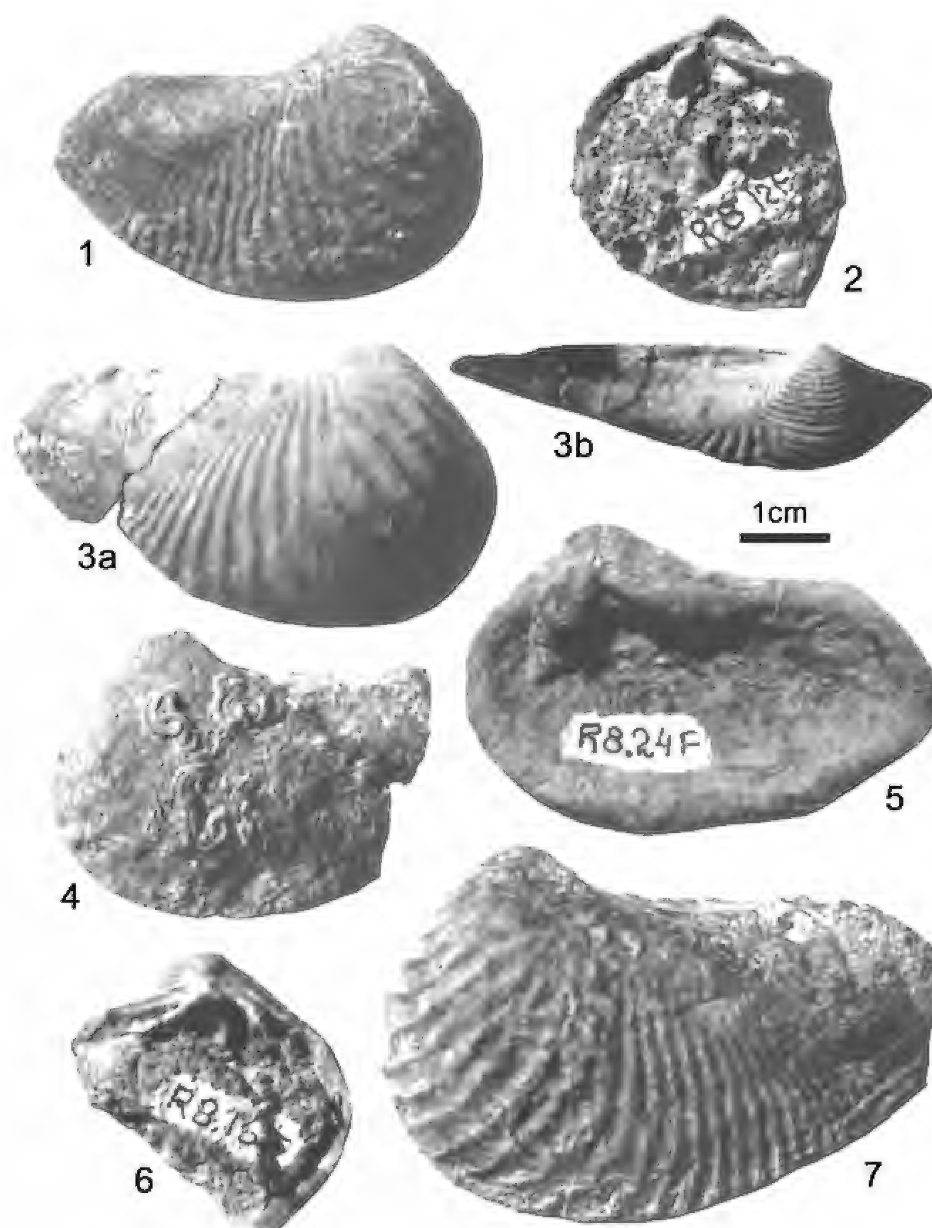
A espécie de trigonídeo de maior semelhança morfológica com *Anditrigonia britoi* é *A. eximia* (PHILIPPI, 1899, p.76, Est.34:3A-3B), que ocorre em estratos valanginianos do Chile e na formação Picún Leufú (Titoniano) na Província de Neuquén, Argentina (PEREZ & REYES, 1983a, p.16-22, Est.1:1-22, Est.2:1-11, Est.3:1-6; e LEANZA & ZUBILLAGA, 1987, p.221-222, Est.9:1). ETAYO-SERNA (1985) menciona, sem descrever, sua presença também em Sierra Nevada de Cocuy, Colômbia. No entanto, esta espécie mostra o escudo com pequenas costelas diagonais em torno do umbo,

carena marginal bem desenvolvida e proeminente junto ao umbo, ornamentação anterior do flanco bem horizontalizada e espaçada, ornamentação posterior densa, união dos dois sistemas de costelas subverticalizado e região mediano-posterior bastante mais inflada, além de ser de porte bem maior do que a espécie eo-albiana de Sergipe, características morfológicas diferenciadoras de *Anditrigonia britoi*.

A espécie *Anditrigonia* aff. *eximia*, registrada por OLIVERO (1987, Est.1:5-7) e ocorrente na formação Lago La Plata (Titoniano) da Província de Chubut, Argentina, difere de *A. britoi* por ser bem mais inflada, mais alongada na região posterior, e por apresentar a união dos dois sistemas de costelas do flanco marcada por uma depressão que se orienta sub-retilineamente desde o umbo até a margem ventral.



Estampa 1- *Anditrigonia britoi* n.sp. do Eo-albiano da localidade de Espírito Santo 3, município de Riachuelo, bacia de Sergipe, Brasil: (1) exemplar MN 6807-I (holótipo): (a) valva direita, (b) valva esquerda, (c) vista dorsal de ambas as valvas, (d) vista anterior de ambas as valvas, (2) exemplar MN 6801-I: vista externa lateral de fragmento anterior da valva direita, (3) exemplar MN 6840-I: vista externa lateral da valva esquerda, (4) exemplar MN 6820-I: (a) vista dorsal da valva esquerda, (b) vista lateral externa da valva esquerda.



Estampa 2- *Anditrigonia britoi* n.sp. do Eo-albiano da localidade de Espírito Santo 3 (exceto exemplar MN 6846-I, que provém de Espírito Santo 2), município de Riachuelo, bacia de Sergipe, Brasil: (1) exemplar MN 6797-I: vista externa lateral da valva direita, (2) exemplar MN 6801-I: vista interna da parte anterior da valva direita, (3) exemplar MN 6794-I: (a) vista externa lateral da valva direita, (b) vista dorsal da valva direita, (4) exemplar MN 6843-I: vista externa lateral da valva esquerda com incrustações e tubos calcários de vermes, (5) exemplar MN 6796-I: vista interna da valva direita com incrustações, (6) exemplar MN 6828-I: vista interna da parte anterior da valva esquerda, (7) exemplar MN 6846-I: vista externa lateral da valva esquerda.

Também é possível comparar a espécie brasileira de *Anditrigonia* com *A. lambertti* Levy, 1967, do Neocomiano da Província de Neuquén, Argentina. Esta espécie descrita por LEVY (1967, p.139-140, Est.1:2a-2c) difere da de Sergipe por ser bem menor, possuir costelas quase lisas (não crenuladas) e anteriormente bem horizontalizadas, e por apresentar a porção posterior da concha muito mais inflada do que *A. britoi*.

Comparável a *Anditrigonia britoi* é igualmente *Trigonia patagonica* Egidio, 1938 (p.79-80, Est.21:5), conhecida nos depósitos senonianos da Província de Chubut, na Patagônia argentina, que é uma espécie muito grande (bem maior do que a aqui descrita), de margem anterior encurvada, costelas longitudinais sub-retilíneas na região anteromediana dos flancos e porção postero-dorsal lisa. Por estas feições morfológicas difere de *Anditrigonia britoi*.

Outra espécie comparável a *Anditrigonia britoi* é *A. keideli* (Weaver, 1931), ocorrente na formação Lajas (Batoniano-Eocaloviano) da localidade de Chacarcó, Argentina (LEANZA & ZUBILLAGA, 1983, p.95-104, Ests.1-2:1, 2-1.3; e 1987, p.220-221, Est.2:5-6, Est.3:6-7), que difere da espécie sergipense por apresentar as margens anterior e posterior arredondadas, a margem dorsal fortemente côncava, e as costelas ornamentais mais numerosas, finas e concêntricas.

Outra forma argentina que também se assemelha a *Anditrigonia britoi* é *Rutitrigonia agrioensis* Weaver, 1931 (p.266, Est.27:142-146), que ocorre nas formações Coyhaique e Agrio (Hauteriviano) na região do Lago Fontana e no Cerro Negro de Picún Leufú. Porém, esta espécie é mais inflada, tem escudo muito largo, deprimido e ornamentado e numerosas costelas que desaparecem mui rapidamente nos flancos, nisso diferenciando-se de *Anditrigonia britoi*.

Trigonia longa var. *undulatostriata* Paulcke, 1903 (p.291-292, Est.17:1-1a-1b), ocorrente nas camadas neocomianas num vale próximo a Puquios, na cordilheira de Copiapó, Colômbia, pode ser igualmente comparada com a espécie sergipana aqui descrita. Entretanto, a forma colombiana difere de *Anditrigonia britoi* por possuir um sistema de costelas pouco salientes nos flancos, anteriormente sinuosas e subparalelas à margem ventral, que desaparecem na região mediana, deixando o restante da valva liso.

Megatrigonia obesa (van Hoepen, 1929) do Neocomiano (p.4-6, Est.1:1-2; Est.2:1-3) e Aptiano de Zululand (SOCIN, 1939, p.25, Est.5:6-7), África do Sul, pode ser ainda comparada com *Anditrigonia britoi*. Apresenta, distintamente desta espécie, um sistema de costelas concêntricas e dente cardinal marcadamente longo e bífido. Entretanto, a ilustração 6 da Estampa 5 de SOCIN (1939) e a descrição correspondente relaciona-se a um exemplar com duplo sistema de ornamentação, similar a *Anditrigonia*, parecendo pertencer a este gênero.

Trigonia chivensis Arkhanguelsky, 1916 (p.25-26, Est.4:6, 8-10), que ocorre no Cenomaniano do Turquestão, é outra espécie que se assemelha um pouco a *Anditrigonia britoi*. Difere, entretanto, por apresentar escudo ornamentado, bem maior e mais largo do que a espécie sergipana, umbo mais acentuadamente prosógiro, margem anterior arredondada, ornamentação anterior pouco distinta e charneira com dentes mais longos e complexos.

Ocorrência – Localidades fossilíferas de Fortuna 1 e Espírito Santo 2 e 3, na bacia de Sergipe, Estado de mesmo nome, Brasil, em arenitos conglomeráticos eo-albianos do membro Angico da formação Riachuelo, associado ao amonóide *Douvilleiceras* sp., aos biválvios *Neithea* sp., *Tellina* sp., *Isocardia* sp., a ostreídeos e turritelídeos indeterminados, e ao gastrópodo *Paraglauconia sergipensis*.

CONSIDERAÇÕES PALEOECOLÓGICAS

A família Trigoniidae comporta um grande número de gêneros e espécies que atravessaram o tempo geológico sem grandes modificações morfológicas. Entretanto, durante o Cretáceo teve um desenvolvimento notável, não só em diversidade como em número e ocupação geográfica. Atualmente seus representantes pertencem apenas ao gênero *Neotrigonia* e vivem em águas marinhas relativamente rasas, numa restrita área do Pacífico Sul: litoral da Tasmânia, Austrália e pequenos arquipélagos adjacentes. São formas sem bissus ou sinus paleal, com ligamento pequeno e um pé musculoso muito desenvolvido (TEVESZ, 1975).

Os trigonídeos são tidos como habitantes de águas marinhas e *Anditrigonia britoi* também parece sê-lo, dada a presença de ostreídeos e amonóides que lhe são associados nos afloramentos em Sergipe. É possível que as águas de então, naquela área, tivessem níveis de salinidade um pouco mais baixos, tendo em vista a proximidade com o continente e o tipo de depósito em que se encontram: arenitos conglomeráticos de aluviões deltaicos. Os ostreídeos também indicam águas rasas e bem oxigenadas, o que está de acordo com a hipótese formulada por SEILACHER *et al.* (1985) de que os trigonídeos meso- e cenozóicos eram de águas rasas, vivendo até a profundidade de 50m. Por outro lado, estes mesmos autores sugerem que esta família de biválvios é indicadora de elevado grau de turbidez da água. A interpretação paleoambiental corrente para os arenitos conglomeráticos do membro Angico da formação Riachuelo é de que representariam depósitos de leques aluviais (CAINELLI *et al.*, 1988) com fácies de turbidez (SCHALLER *et al.*, 1980), o que confirma esta característica ambiental como preferencial para as *Anditrigonia* de Sergipe. A incrustação calco-ferruginosa encontrada em alguns dos exemplares (Est.2:4-5), ocorrida provavelmente entre a morte do organismo e seu soterramento, pode ser uma consequência da presença abundante de partículas dispersas na água. A ocorrência de tubos calcários de vermes sobre valvas incrustadas (Est.2:4) corrobora esta afirmativa. Incrustação em valvas que ficaram expostas sob a água até serem soterradas é um fato já observado na atualidade com fragmentos de origem orgânica submetidos a condições similares.

Quanto à temperatura das águas onde viveriam os representantes de *Anditrigonia britoi*, parece que não teria sido tropical, ainda que não se tenha evidências diretas para esta hipótese. A ausência de biválvios rudistas e de animais perfurantes nos mares cretáceos tem sido utilizada como indicador seguro de águas não tropicais (KAUFFMAN, 1973). Efetivamente, não foram encontrados até o momento estes organismos em Fortuna 1 e Espírto Santo 2 e 3, bem como em regiões circunvizinhas. A própria ausência do registro de espécies de *Anditrigonia* em regiões equatoriais parece indicar que este gênero é uma forma característica de águas temperadas ou subtropicais.

Os trigonídeos são tipicamente vágeis e provavelmente todos os seus representantes são integripaleais (GOULD & JONES, 1974). Segundo SEILACHER *et al.* (1985), o gênero *Trigonia* é enterrante em substrato mole, sendo um habitante primário (*sensu* SEILACHER, 1984) destes fundos. Trigonídeos mesozóicos são conhecidos biválvios infaunais móveis, alimentando-se de material em suspensão (SELLWOOD, 1978). Considerando a morfologia geral da concha de *Anditrigonia britoi*, alongada, não muito inflada e posteriormente mais fina, pode-se deduzir um modo de vida igualmente infaunal enterrante para esta espécie (Fig.3).

Conforme MORTON (1967), biválvios com charneira esquizodonte seriam enterrantes a pequenas profundidades em sedimentos (endofaunais rasos), isto é, a profundidades similares ao maior comprimento de suas respectivas conchas. Isto parece ser verdadeiro para *Anditrigonia britoi*, que deveria ter sifões curtos, como sugere a pequena fenda posterior que se forma no contato de suas valvas.

RAUP & STANLEY (1978) observaram que formas de biválvios alongados costumam enterrar-se verticalmente. Com base no modo de enterramento de alguns nuculídeos recentes que possuem um contorno e forma semelhante aos de *Anditrigonia britoi* (BARNES, 1981) e de outros trigonídeos (TEVESZ, 1975; STANLEY, 1977, 1978), pode-se supor que um indivíduo vivo de *Anditrigonia britoi*, estando caído sobre o fundo marinho tomaria, com a ajuda do pé, uma posição verticalizada, enterrando então o pé no sedimento. Ao alcançar a maior profundidade possível, o animal incharia a extremidade do pé e o contrairia, puxando a concha para dentro do sedimento (Fig.3). Experimentos em laboratório (TEVESZ, 1975) mostram que *Neotrigonia gemma*, representante atual dos trigonídeos, mostra uma movimentação de enterramento equivalente a aqui proposta para *Anditrigonia britoi*.

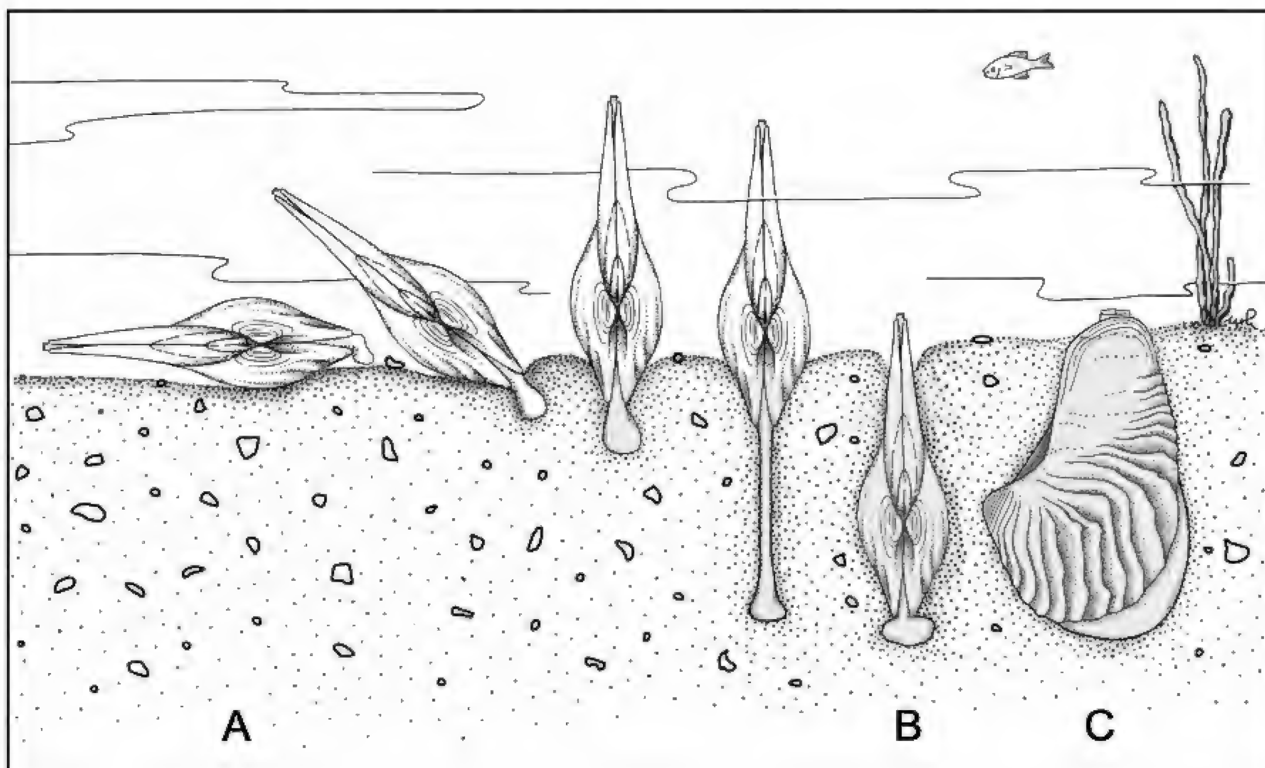


Fig.3- Reconstrução do modo de vida e de entrerramento de Anditriginia britoi do Eo-albiano de Sergipe: (A) organismo em vista dorsal caído sobre o substrato, (B) organismo visto dorsalmente já enterrado, (C) organismo visto lateralmente, enterrado.

Uma vez alcançada a profundidade adequada, o animal rotaria levemente sua concha em direção anterior. A ornamentação divaricada de *Anditrigonia*, igual em ambos os flancos, é concordante com esta hipótese de enterramento vertical seguida de pequena inclinação para a direção anterior, pois a existência de dois sistemas de costelas sugere a rotação da concha pós-enterramento (SEILACHER, 1984). Os sifões ficariam assim pouco acima do nível do substrato (Fig.3), similarmente a outras interpretações do modo de vida dos trigonídeos (STANLEY, 1977, 1978).

A agilidade no enterramento dos biválvios pode ser determinada, segundo STANLEY (1970), pela razão h/2b: se fôr maior do que 1.5, provavelmente trata-se de uma espécie enterrante ágil; se fôr menor, será de uma forma menos ágil. Como os três exemplares bivalvos de *Anditrigonia britoi* coletados mostram uma relação h/2b pouco abaixo de 1.5 (média de 1.29), esta espécie pode ser considerada uma forma enterrante moderadamente ágil.

Os clásticos grosseiros, mal selecionados e pouco arredondados que compõem a litologia onde se encontram atualmente os exemplares de *Anditrigonia britoi* em Sergipe, sugerem sedimentação rápida em ambiente de energia bastante forte. As conchas de *A. britoi* foram provavelmente aí depositadas, em leques aluviais bem próximos da área fonte (domo de Itabaiana?) em mar bastante raso, com níveis normais de oxigênio, alta turbidez e menor salinidade, que transgredia na época (Eo-albiano) na região. A alta energia do fluxo aquoso justificaria a quebra das porções mais distais e delgadas das conchas de *Anditrigonia*, mesmo que houvesse um soterramento bastante rápido. A pequena diversidade paleofaunística da associação observada pode ser consequência deste tipo de ambiente transicional, da litologia e sepultamento, bastante desfavoráveis à preservação de macrofósseis. Entretanto, há diversos registros de trigonídeos jurássicos e cretácicos em arenitos grosseiros quartzosos e calcarenitos detritais (SELLWOOD, 1978; KENNEDY, 1978).

As escamas de peixes e fragmentos de amonóides, organismos marinhos nactantes, encontrados nos afloramentos Fortuna 1 e Espírito Santo 2 e 3, podem ter sido aí depositados pela movimentação natural de marés. Os moluscos bentônicos estão pouco representados nesta associação, a grande maioria com valvas isoladas, sugerindo que, pelo menos em parte, não vivessem propriamente neste ambiente, mas que foram transportados e aí depositados.

Na associação, há formas epifaunais vágeis (turritelídeos e *Glauconia sergipensis*), epifaunais cimentantes (ostreídeos), epifaunais epibissadas (*Neithea* sp.) e infaunais (*Isocardia* sp. e *Tellina* sp.). Ainda que os ostreídeos suportem bem águas agitadas e pudessem viver neste ambiente transicional, isso não ocorre com *Neithea*. Como este é um gênero contemporâneo à *A. britoi* extremamente abundante na região, mas em sedimentos muito mais finos e selecionados (siltitos), é de se supor que as raras valvas encontradas foram transportadas *post-mortem*. As formas infaunais, ainda que pouco numerosas, são lisas e pouco infladas, podendo ser autóctones. A dominância de valvas isoladas de biválvios, bem como o grande percentual (71%) de exemplares fragmentados de *Anditrigonia britoi* indicam que houve um transporte significativo antes de sua deposição. Porém, este transporte não teve longa duração, pois as conchas fraturadas geralmente mostram ângulos e arestas bastante agudos (Est.1:2 e Est.2:2, 4, 6), e ornamentação bem preservada.

CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

As ocorrências mencionadas na literatura sobre *Anditrigonia* se restringem à América do Sul (Chile, Argentina, Peru e Colômbia; PÉREZ & REYES, 1991) e do Norte (México e Estados Unidos; CASTILLO & AGUILERA, 1895; HYATT, 1892), sempre relacionadas à costa leste do Oceano Pacifico. A maior variedade e quantidade de formas tem sido encontrada no Hemisfério Sul. Assim, ainda que os megatrigonídeos sejam cosmopolitas, *Anditrigonia* parece ser um gênero restrito à costa pacífica americana. Por outro lado, as espécies de *Anditrigonia* têm sido registradas em estratos do Bajociano ao Hauteriviano. Com o presente registro em camadas do Eo-albiano da bacia de Sergipe, torna-se mais extensa a ocorrência temporal do gênero, assim como é pela primeira vez mencionada sua presença no Atlântico Sul (Tab.2).

TABELA 2. Distribuição crono-estratigráfica das espécies de *Anditrigonia*, incluindo o subgênero *Paranditrigonia* (Perez & Reyes, 1983b), e países onde foram registradas as ocorrências (HYATT, 1892; CASTILLO & AGUILERA, 1895; PHILLIPI, 1899; ETAYO-SERNA, 1985, LEANZA & ZUBILLAGA, 1983, 1987).

A. spp /IDADE	*A. keideli*	*A. plumasensis*	*A. calderoni*	*A. goodelli*	*A. lamberti*	*A. discors*	*A. carrincurensis*	*A. arequipensis*	*A. potrerillensis*	*A. eximia*	*A. subnodosa*	*A. britoi*
Albiano												X
Aptiano												
Barremiano												
Hauteriviano										?	X	
Valanginiano										X	X	
Berriasiano										?	X	
Titoniano			X		X	X	X	X	X	X		
Kimmeridgiano			X	X								
Oxfordiano		X	X									
Caloviano	X	X										
Batoniano	X											
Bajociano	X											
A. spp / país												
B = Brasil												B
C = Colômbia										C?		
A = Argentina	A				A		A			A	A	
Ch = Chile						Ch	Ch		Ch	Ch		
P = Peru								P				
M = México			M									
E = Est.Unidos		E	E	E								

Os fragmentos do amonóide *Douvilleiceras* na localidade Fortuna 1 (informação verbal de BENGTSON, 1988) indica que a ocorrência descrita no presente trabalho pertence às camadas mais inferiores da formação Riachuelo e são de idade eo-albiana (BEURLEN, 1968). Não há registros de *Anditrigonia* em outros sedimentos brasileiros, de modo que esta é a primeira ocorrência observada do gênero no Brasil, tornando impossível uma correlação com outros depósitos sedimentares no país. O gênero também ainda não foi registrado em bacias sedimentares da África, impossibilitando uma correlação com formas deste continente. Entretanto, uma possível ocorrência do gênero em camadas aptianas na África do Sul pode vir a ser confirmada, dependendo do re-estudo dos exemplares identificados, descritos e ilustrados por SOCIN (1939) como *Megatrigonia obesa*.

A distribuição geográfica de *Anditrigonia*, aliada à sua distribuição temporal (Tab.2), permite formular a hipótese de que *A. britoi* tenha derivado de formas mais antigas (Titoniano/Berriasiano) do norte da Argentina e Chile central, como *A. eximia*, espécie com a qual *A. britoi* mostra maior similaridade morfológica. Com a abertura do Atlântico Sul, durante o Aptiano/Albiano, e considerando o nível de mar mais elevado da época, pode ter havido a possibilidade das formas de *Anditrigonia* mais setentrionais "migrarem" para os mares rasos da costa leste da América do Sul e talvez litoral oeste da África. Efetivamente, um estudo cladístico e o melhor conhecimento das malacofaunas eocretácicas de bacias brasileiras mais

setentrionais, como as bacias de Campos e do Espírito Santo, e das bacias sedimentares africanas, poderá confirmar ou não esta hipótese.

CONCLUSÕES

Com o presente estudo, análise e comparação de formas de biválvios coletados em sedimentos da bacia de Sergipe, Brasil, são possíveis concluir os tópicos a seguir listados.

a. Pela primeira vez é reconhecido no Brasil a ocorrência do gênero *Anditrigonia*, com a presente descrição de *A. britoi* sp.n., em clásticos no membro Angico da formação Riachuelo no Estado de Sergipe.

b. A espécie de *Anditrigonia britoi* se caracteriza por uma concha de porte mediano, equivalva, inequilateral, subtriangular e moderadamente inflada, com área dorsal estreita e com finas costelas transversais, sulco mediano, e escudo longo, lanceolado, liso e escavado. O estágio adulto mostra uma ornamentação divaricada nos flancos, formada por dois sistemas de costelas sinuosas (anteriores sub-horizontais e posteriores oblíquas) que se unem em L, √ ou numa crenulação.

c. Os espécimens de *Anditrigonia britoi* sugerem, pela morfologia de suas conchas, hábito de vida infaunal vágil, com enterramento verticalizado a pequena profundidade, alimentando-se de material em suspensão, constituindo-se em típicas formas de biválvios habitantes primários de substratos moles (*sensu* SEILACHER, 1984).

d. O ambiente onde vivia *Anditrigonia britoi* devia ter sido marinho transicional raso (até 50m), com níveis normais de oxigênio, alta turbidez e menor salinidade, típico dos leques aluviais existentes na região durante o Eo-albiano.

e. O modo incomum de preservação das conchas de *Anditrigonia britoi*, com valvas isoladas, fraturadas e arestas sub-agudas, em arenito conglomerático mal selecionado, sugere sedimentação rápida com transporte a pequenas distâncias.

f. A ocorrência de *Anditrigonia britoi* associada ao amonóide *Douvilleiceras* sp., em estratos eo-albianos do Brasil, amplia a ocorrência temporal do gênero, agora estabelecida entre o Bajociano (Eojurássico) ao Eo-albiano (Eocretáceo).

g. Pela primeira vez é registrada a presença de *Anditrigonia* em bacias marginais do Atlântico Sul, antes tido como um gênero de megatrigonídeo restrito à costa leste do Oceano Pacífico.

h. Provavelmente a espécie brasileira de *Anditrigonia* é derivada de *A. eximia*, forma titoniana/ berriasiana do norte da Argentina e centro do Chile, por migração setentrional, seguindo a abertura do Atlântico Sul durante o Eocretáceo.

AGRADECIMENTOS

Nossos melhores agradecimentos ao Dr. Peter Bengtson (Universidade de Heidelberg) e ao Dr. Ulf Gregor Baranow (Universidade de Brasília), pela participação nos trabalhos de campo; e a Fabrício Bueno da Fonseca Cardoso (Universidade de Brasília), pelo auxílio na medição dos exemplares e no exame da literatura.

REFERÊNCIAS

ARKHANGUELSKY, A.D., 1916. Les mollusques du Crétacé Supérieur du Turkestan. **Mémoires du Comité Géologique**, N.S., Saint Petersburg, **152**:1-57, ests.1-8.

BANDEIRA JR., A.N., 1978. Sedimentologia e microfácies calcárias das formações Riachuelo e Cotinguiba da bacia de Sergipe/Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, **21**(1):17-69.

BARNES, R.D., 1981. **Zoologia de los invertebrados**. Mexico: Nueva Editorial Interamericana S.A. de C.V., 3.ed. p.1-826.

BENGTSON, P., 1983. The Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. **Fossils & Strata**, Oslo, **12**:1-78.

BEURLEN, K., 1968. A posição estratigráfica da formação Riachuelo (Cretáceo, Sergipe). **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, **17**(1):85-88.

CAINELLI, C.; BABINSKI, N.A.; SANTOS, R.C.R. & UESUGUI, N., 1988. Sedimentos albo-santonianos da bacia de Sergipe-Alagoas: ambientes de sedimentação e perspectivas petrolíferas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo: **17**(2) [por 1987]:135-138.

CASTILLO, A. & AGUILERA, J., 1895. Fauna fósil de la Sierra de Catorce, San Luis de Potosí. **Boletín de la Comisión Geológica**, Mexico, **1**:1-55.

COX, L.R., 1952. Notes on the Trigoniidae, with outlines of a classification of the family. **Proceedings of the Malacological Society**, London, **29**:45-70, ests.3-4.

COX, L.R., 1969. Trigoniaceae Lamarck 1819. In: MOORE, R.C. (Ed.) **Treatise on Invertebrate Paleontology**, **Part N(1)**, Boulder & Lawrence: Geological Society of America & University of Kansas Press. N471-N489.

EGIDIO, F., 1938. Palaentographia Patagonica. Parte 2. **Memoire dell´Instituto Geologico della Reale Universitá di Padova**, Padova, **12**:1-80, est.21.

ETAYO-SERNA, F., 1985. Paleontología estratrigráfica del Sistema Cretácico en la Sierra Nevada de Cocuy. **Publicaciones Especiales de Ingeominas**, Bogotá, **16**:1-47.

FEIJÓ, F.J., 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, **8**(1):149-161.

GOULD, S.J. & JONES, C.G., 1974. The pallial ridge of *Neotrigonia*: Functional siphons without mantle fusion. **The Veliger**, Washington D.C., **17**(1):1-7, est.1.

HYATT, A., 1892. Jura and Trias at Taylorville, California. **Bulletin of the Geological Society of America**, Washington, **3**:395-412.

KAUFFMAN, E.G., 1973. Cretaceous Bivalvia. In: HALLAM, A. (Ed.) **Atlas of Paleobiogeography**. Amsterdam: Elsevier. p.353-383.

KENNEDY, W.J., 1978. Cretaceous. In: McKERROW, W.S. (Ed.) **The ecology of fossils**. Cambridge: The MIT Press. p.280-322

LANA, M.C., 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (Eds) **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras. p.311-332.

LEANZA, H.A. & ZUBILLAGA, J.I.G., 1983. *Anditrigonia keideli* (Weaver) n.comb. (Trigoniidae - Bivalvia) del Jurásico Medio del Neuquén, Argentina. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **20**(1/2):95-104.

LEANZA, H.A. & ZUBILLAGA, J.I.G., 1987. Faunas de Trigonias (Bivalvia) del Jurásico y Cretácico Inferior de la Província del Neuquén, Argentina, conservadas en el Museo Juan Olsacher de Zapala. In: VOLKHEIMER, W. (Ed.) **Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur**. Buenos Aires: Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. p.201-256.

LEVY, R., 1967. Revisión de las Trigonias de Argentina. Parte 4: Los Megatrigoniinae de Argentina y su relación con *Anditrigonia* gen.nov. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **5**(4):135-144.

MORTON, J.E., 1967. **Molluscs**. London: Hutchinson University Library, 3.ed. p.1-244.

OLIVERO, E.B., 1987. Cefalopodos y bivalvos Titonianos y Hauterivianos de la Formación Lago la Plata, Chubut. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **24**(3/4):181-202.

PAULCKE, W., 1903. Beitrage zur Geologie und Palaeontologie von Sudamerika. **Neues Jahrbuch fur Mineralogie**, Stuttgart, **36**:252-382, est.17.

PÉREZ, E. & REYES, R., 1983a. Las especies del género *Anditrigonia* Levy, 1967, en la Colección Philippi. **Revista Geológica del Chile**, Santiago, **18**:15-32, ests.1-4.

PÉREZ, E. & REYES, R., 1983b. *Paranditrigonia*, subgénero nuevo de *Anditrigonia* Levy (Mollusca: Bivalvia). **Revista Geológica del Chile**, Santiago, **19/20**:57-79, ests.1-3.

PÉREZ, E. & REYES, R., 1991. El orden Trigonioida (Mollusca: Bivalvia) en el Mesozoico de Sudamérica. **Congreso Geologico Chileno**, Santiago de Chile, **6**, **Resumenes Ampliados...** p.72-76.

PHILIPPI, R.A., 1899. **Los fósiles secundários de Chile**. Santiago. p.1-104, ests.1-42.

RAUP, D.M. & STANLEY, S.M., 1978. **Principles of Paleontology**. San Francisco: W.H. Freeman and Company, 2.ed. p.1-481.

RENNIE, J.V.L., 1936. Lower Cretaceous Lamellibranchia from Northern Zululand. **Annals of the South African Museum**, Cape Town, **31**:277-391, ests.1-55.

REYES, R. & PÉREZ, E., 1982. El género *Anditrigonia* Levy, 1967 (Mollusca - Bivalvia) en Chile. **Congreso Geológico Chileno**, Concepción, **3**, **Actas...** p.A289-A301.

SCHALLER, H., 1969. Revisão estratigráfica da bacia de Sergipe/Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, **12**(1):1-65.

SCHALLER, H.; DELLA FÁVERA, J.C. & TIBANA, P., 1980. **Roteiro geológico da bacia de Sergipe-Alagoas**. Rio de Janeiro: Petrobras SA [5 vol. sem páginas numeradas].

SEILACHER, A., 1984. Constructional morphology of bivalves: Evolutionary pathways in primary *versus* secondary soft-bottom dwellers. **Palaeontology**, London, **27**(2):207-237.

SEILACHER, A.; MATYJA, B.A. & WIERZBOWSKI, A., 1985. Oyster beds: morphologic response to changing substrate conditions. In: BAYER, U. & SEILACHER, A. (Eds) **Sedimentary and evolutionary cycles**. Berlin: Springer Verlag. p.421-435.

SELLWOOD, B.W., 1978. Jurassic. In: McKERROW, W.S. (Ed.) **The ecology of fossils**. Cambridge: The MIT Press. p.204-279.

SOCIN, C., 1939. Gasteropodi e Lamellibranchi del Cretáceo Médio-Superiore dello Zululand. **Palaeontographia Italiana**, Pisa, **40**:21-34, ests.5-6.

STANLEY, S.M., 1970. Relation of shell form to life habits of the Bivalvia (Mollusca). **Memoires of the Geological Society of America**, Boulder, **125**:1-296.

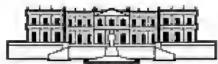
STANLEY, S.M., 1977. Coadaptation in the Trigoniidae, a remarkable family of burrowing bivalves. **Palaeontology**,Washington, **20**(4):869-899.

STANLEY, S.M., 1978. Aspectes of the adaptive morphology and evolution of the Trigoniidae. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, London, **B 284**:247-258.

TEVESZ, M.J.S., 1975. Structure and habits of the "living fossil" pelecypod *Neotrigonia*. **Lethaia**, Oslo, **8**:321-327.

VAN HOEPEN, E.C.N., 1929. Die Krytfauna van Soeloeland. 1: Trigoniidae. **Paleontologiese Narvorsing van die Nasionale Museum**, Bloemfontein, **1**(1):1-38, ests.1-7.

WEAVER, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. **Memoir of the University of Washington**, Seattle, **1**:1-595.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.451-458, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

FIRST OCCURRENCE OF *BURMEISTERELLA* (TRILOBITA, HOMALONOTIDAE) FROM THE DEVONIAN OF BRAZIL (PARECIS BASIN), WITH DESCRIPTION OF A NEW SPECIES [1]

(With 3 figures)

MARIA DA GLORIA PIRES DE CARVALHO[2]

ABSTRACT: A homalonotid trilobite from the Early Devonian (latest Lochkovian?- Pragian) of the Parecis Basin of Brazil is referred to the genus *Burmeisterella*, and represents the first occurrence of this genus in South America. A new species is described, *Burmeisterella braziliensis* n.sp. This form is associated with calmoniid trilobites (*Metacryphaeus australis* (Clarke, 1913) and *Calmonia? triacantha* Carvalho & Edgecombe, 1991) and other fossils characteristic of the Malvinokaffric assemblage, many of which also occur in the lower Ponta Grossa Formation (Pragian-Emsian) of the Paraná Basin. Apart from a possible occurrence of *Burmeisterella* in South Africa, the genus is otherwise known only from the Old World province (*e.g.* England, Germany, Belgium, Spain, and Algeria).

Key words: Devonian. Parecis Basin.Brazil. Trilobita. Homalonotidae.

RESUMO: Primeira ocorrência de *Burmeisterella* (Trilobita, Homalonotidae) do Devoniano do Brasil (Bacia do Parecis) com a descrição de uma espécie nova.

Um trilobita homalonótide do Eodevoniano (Lochoviano sup.? - Praguiano) da Bacia dos Parecis, no Brasil, é atribuído ao gênero *Burmeisterella* e representa a primeira ocorrência deste gênero na América do Sul. Uma nova espécie é descrita, *Burmeisterella braziliensis* sp.n. Esta forma ocorre associada com trilobitas calmoniídeos (*Metacryphaeus australis* e *Calmonia? triacantha*) e outros fósseis característicos da assembléia Malvinocáfrica, muitos dos quais também ocorrem na seção inferior da Formação Ponta Grossa (Praguiano - Emsiano) da Bacia do Paraná. Além de uma possível ocorrência na África do Sul, *Burmeisterella* é conhecido somente na província do Velho Mundo (por ex., Inglaterra, Alemanha, Bélgica, Espanha, Algéria).

Palavras-chave: Devoniano. Bacia dos Parecis. Brasil. Trilobita. Homalonotidae.

INTRODUCTION

A single large specimen of homalonotid trilobite is described from the southeastern border of the Parecis Basin (SIQUEIRA, 1989), in the central region of Brazil. It was collected by L.P.Siqueira, a geologist from Petrobras S.A., and came from a locality known as Morro Vermelho, on Serra Azul Farm, located north of the town of Paranatinga, Mato Grosso State, Brazil (Fig.1A). The specimen is three-dimensionally preserved, inside an argillaceous concretion. It is referred here to the genus *Burmeisterella* Reed, 1918 (for generic diagnosis see HARRINGTON *et al.*, 1959), and represents the first documented occurrence of this taxon in Brazil and possibly South America. It differs from *Burmeisteria* Salter, 1865 (another homalonotid commonly found in the Devonian of Gondwana) mainly in its pygidial morphology and the arrangement of spines on thoracic segments. Well-preserved trilobite fossils are rare in the Devonian of Brazil, and further prospecting at the fossil site would be worthwhile to produce more specimens in order to improve systematic comparison and biogeographic analysis of this interesting taxon.

GEOLOGICAL BACKGROUND

The Morro Vermelho locality is on Serra Azul Farm, north of Paranatinga, Mato Grosso State. The exposure is on a low, flat-topped hill, in an isolated outlier west of the main outcrop belt of Devonian rocks on the southeastern border of the Parecis Basin. The outcrop consists of deeply weathered micaceous shales and ferruginous sandstones, which rest directly on low-grade metasediments of Late Precambrian age (Fig.1B). The shales of the Paranatinga region, Parecis Basin, are currently

[1] Submitted on April 16, 2004. Accepted on July 22, 2005.
[2] Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Depto de Geologia (Retired Adj. Prof.).
Research Associate of the American Museum of Natural History, NY.

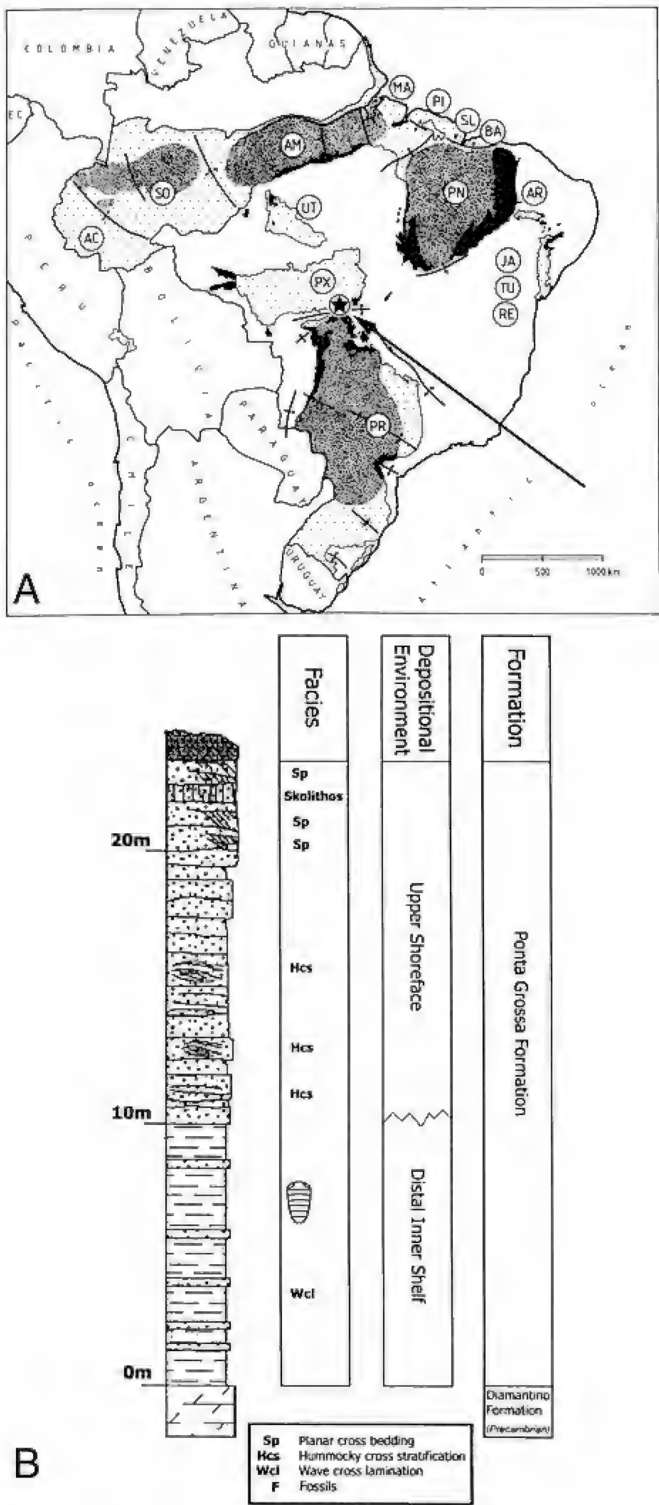


Fig.1- (A) Map of Brazil showing the location of the Parecis Basin relative to adjacent basins that include fossiliferous Devonian strata. Outcrop areas in black. Sedimentary basins: (AC) Acre, (AM) Amazon, (AR) Araripe Plateau, (BA) Barreirinhas, (JA) Jatobá, (MA) Marajó, (PI) Pirabas, (PN) Parnaíba, (PR) Paraná, (PX) Parecis/Upper Xingu, (RE) Recôncavo, (SL) São Luís, (SO) Solimões, (TU) Tucano, (UT) Upper Tapajós (from MELO, 1988). (Star) place where the specimen was collected. (B) schematic lithological section of Morro Vermelho locality, modified from BOUCOT *et al.* (2001).

attributed by Brazilian geologists to the Ponta Grossa Formation of the Parana Basin, although the two basins are separated by a structural high of post-Devonian age (Alto Xingu High). These Paranatinga shales are lithologically and paleontologically similar to the lower part of that formation, exposed in the Chapada dos Guimarães area, farther south in in Mato Grosso State. They contain an abundant, low-diversity assemblage of marine invertebrates of Malvinokaffric character, including molluscs, several brachiopods such as *Orbiculoidea falklandensis* Rowell, 1965, *Australostrophia mesembria* (Clarke, 1913), *Australocoelia palmata* (Morris & Sharpe, 1846), and *Pleurothyrella* Boucot *et al.*, 1963 (BOUCOT *et al.*, 2001), and trilobites including *Metacryphaeus australis* and *Calmonia? triacantha* (CARVALHO & EDGECOMBE, 1991). The Devonian shales pinch out and disappear toward the west and north along the Parecis Basin's margins, and are quite thin at Paranatinga. They are apparently absent in the subsurface of the central Parecis Basin, thus suggesting that eastern part of the latter originally formed part of the northern Paraná Basin prior to their post-Devonian tectonic separation by the Alto Xingu High (MELO, 1988).

SYSTEMATIC PALEONTOLOGY

Order PHACOPIDA Salter, 1864
Suborder CALYMENINA Swinnerton, 1915
Family Homalonotidae Chapman, 1890
Subfamily Homalonotinae Chapman, 1890
Genus *Burmeisterella* Reed, 1918
Type species *Homalonotus elongatus* Salter, 1865

Burmeisterella braziliensis n.sp.
(Fig.2, A-E)

Diagnosis – Cephalon wider than long, glabella subtrapezoidal, with obsolete glabellar furrows, with median and two paired swollen spine bases; librigena with at least two spines; thoracic with indistinct trilobation; each thoracic segment with four or five pairs of long paired hollow spines, the anteriormost segments with an alternating pattern of four, three, four or five spine pairs; pygidium composed of 10-12 axial rings; pygidial axis slightly waisted, almost reaching posterior margin; fourth to sixth pygidial rings strongly convex anteriorly; paired spines only on first four rings; pygidial pleurae irregularly ornamented, some with a single spine and others without spines.

Holotype – MN 7588-I, Museu Nacional/UFRJ, Department of Geology and Paleontology, Rio de Janeiro, RJ, Brazil. Complete individual preserved in an argillaceous concretion.

Etymology – *Brazil*, the country from which the holotype originates + *-ensis*, Latin adjectival suffix forming an adjective denoting place of origin.

Locality – Morro Vermelho, Serra Azul Farm, north of Paranatinga town, Mato Grosso State, Brazil.

DESCRIPTION

Cephalon

Although the cephalon has suffered some damage, several features can be described. The cephalon is considerably wider than long (sag.). The anterior border and preglabellar field are extremely narrow (sag.), although the preglabellar furrow is moderately distinct. The rostral plate is wide but very short (sag.), and has a blunt median process. The facial suture is distinct; the posterior section cuts margin of cephalon in front to genal angle, then curves conspicuously inwards medially defining a narrow posterior area of the fixigena, which is gently convex. There is no clearly defined palpebral area or eye. The glabella is subtrapezoidal in outline, with indistinct segmentation and with bases of a median and two paired spines (these are not well preserved). The librigena has at least two hollow spine bases of different sizes; the larger spine is positioned farther laterally than the smaller one, but both are situated centrally on the librigena rather than at its margin. The posterior border of the cephalon (including the occipital ring) has suffered erosion and is not well preserved. In ventral view parts of the hypostoma and the doublure can be observed (Fig.2, E).

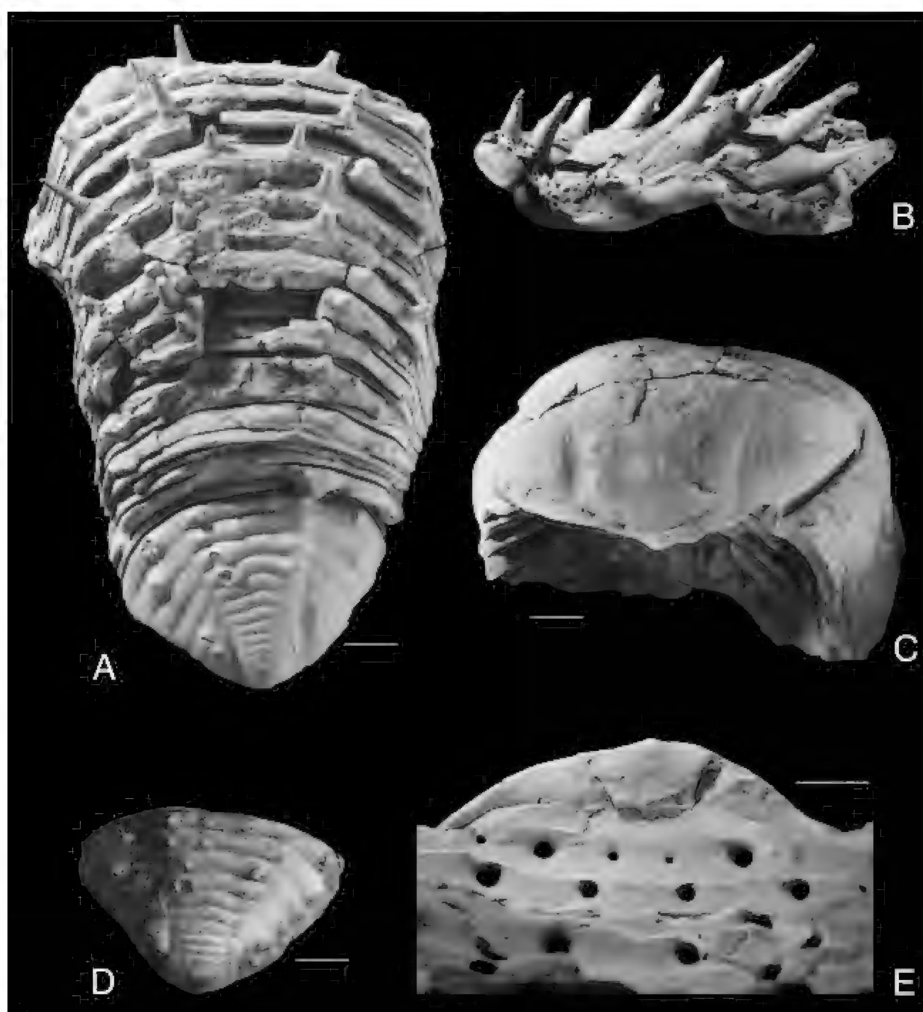


Fig.2- Holotype of *Burmeisterella braziliensis* n.sp., MN 7588-I – (A) dorsal view of thorax and pygidium; (B) latex cast showing thoracic spines; (C) anterior view of cephalon; (D) dorsal view of pygidium; (E) ventral view. A, C, and D are preserved as internal molds; E is an external mold. Scale bars = 10mm.

Thorax

The thorax has a flat and very broad axis, with indistinct trilobation so the axial furrows are not discernible and the axial region and pleurae cannot be clearly distinguished. The articulating furrows are clearly visible. The ornament of the thorax consists of prominent hollow spines preserved as internal molds. As far as can be determined, all the thoracic segments bear spines. The spines are regularly distributed and are always paired, sometimes with a repeating pattern. The first and third thoracic segments have five pairs, of which the first (innermost) and third pairs are distinctly smaller and narrower than the second and fourth (which is lateralmost, presumably on the pleura). The second and fourth segments have only four pairs of spines, all of which are large. The remaining segments are similarly ornamented, and there are clearly longitudinal rows of larger and smaller spines arranged down the length of the entire thorax, but the spine pattern cannot be determined precisely on each segment for preservational reasons. Although the spines nearest to the midline are clearly axial, and those farther laterally are pleural, spines occupying an intermediate position cannot be readily characterized as either because of the indistinct trilobation.

Pygidium

The pygidium is convex, parabolic in outline, with a preserved width of approximately 54mm and length of 35mm. Trilobation of the pygidium is more distinct than on the thorax, and the axial furrow is distinct but shallow. The axial lobe extends the full length of the pygidium as preserved, and there is no evidence of a post-axial field. There are at least 10 to 12 axial rings, although the last few are indistinct. The axial lobe tapers distinctly as far as the seventh axial ring, after which its width remains fairly constant. The first three axial rings are weakly convex forward, while the fourth to sixth rings are conspicuously convex sagitally, and those farther posteriorly are more transverse. Large paired spine bases are present exsagitally on the anteriormost four axial rings of the pygidium. There is an additional pair of smaller tubercles (spine bases?) more medially on the first axial ring, and a single additional one on the left side of the second ring. The remaining axial rings are without ornamentation, and there are no median tubercles or spines. The ring furrows of the pygidium become progressively shallower posteriorly. The pleural field comprises approximately six pairs of ribs, which are separated by shallow and wide interpleural furrows. The pleurae become slightly wider distally. There is a large tubercle or spine base distally, on the first and second pleurae, distally, and a smaller one adaxially on the fifth and sixth.

DISCUSSION

Burmeisterella and *Burmeisteria* are both representatives of a late homalonotid radiation which occurred in the Silurian (post-Ludlovian) - Devonian (THOMAS, 1977). The generic identification of the trilobite described here is complicated by a controversy surrounding possible synonymy of *Burmeisterella* with *Burmeisteria* (KENNEDY, 1994); this has profound biogeographical implications, as the following remarks will show. Trilobites referred to *Burmeisteria* have been described from Antarctica (Horlick Formation; SAUL, 1965); Argentina (Jachal Formation; THOMAS, 1905); Bolivia (Gamoneda and Belén formations; KOZLOWSKI, 1923; BRANISA, 1965; WOLFART, 1968; COOPER, 1982; PECK & VANEK, 1991); Brazil (Paraná and Parnaíba Basins - Ponta Grossa and Pimenteira formations respectively; CLARKE, 1913; KEGEL, 1953; CASTRO, 1968; CARVALHO, 1995); Falkland Islands (Fox Bay Formation; CLARKE, 1913; COOPER, 1982); Ghana (from Accra Series; SAUL, 1967); New Zealand (from Reefton Beds; ALLAN, 1935); South Africa (from Bokkeveld Beds; REED, 1925; COOPER, 1982); and Uruguay (from Arroyo del Cordobes and Rincon de Alonso; MÉNDEZ-ALZOLA, 1938). All these records are Gondwanan, suggesting that *Burmeisteria* was a common taxon in Early and Middle Devonian seas of the southern hemisphere.

By contrast, most earlier records of *Burmeisterella* are from the northern hemisphere (England, Belgium, France, Germany, and Algeria), although TOMCZYKOWA (1975) also claimed it is present in South Africa (a questionable occurrence, since no specimen were described and it was not listed by COOPER (1982). Thus, most records of *Burmeisterella* fall within the Old World Realm (BOUCOT & GRAY, 1979).

The specimen described here represents the only other record of a Gondwanan *Burmeisterella*, and is the first reported from South America. Since I have not had an opportunity to examine material previously referred to *Burmeisterella*, a comprehensive investigation of this interesting controversy is beyond the scope of this work, however, a few pertinent remarks can be made. The two most important issues for this work are whether *Burmeisterella* and *Burmeisteria* are synonymous, and whether the Brazilian specimen should be referred to one genus or the other.

Previously, *Burmeisteria* and *Burmeisterella* were distinguished by several features including glabellar shape and lobation, the distinctness of thoracic trilobation, and several features of pygidial morphology (*e.g.*, TOMCZYKOWA, 1975), even though the genera were considered to be very closely related sister taxa. KENNEDY (1994) disagreed with many of these criteria, especially the distinctness of thoracic and pygidial trilobation (arguing that this may represent a preservational difference), glabellar morphology (which is indistinct in *Burmeisterella*) and spiny ornament (which occurs in both *Burmeisteria* and *Burmeisterella*, and which could be influenced by "... environmental or growth factors"; *ibid*, p.26). KENNEDY (1994) consequently referred some trilobites previously identified as *Burmeisterella* from the Emsian of England and Germany to *Burmeisteria*. Many of the supposed distinctions between these genera are admittedly blurred by variations in morphology and preservation, and are therefore systematically unreliable. However, certain features of pygidial morphology seem less variable, suggesting that *Burmeisteria* and *Burmeisterella* should continue to be separated (Fig.3). First, the taper of the axial lobe is gradual and unchanged in *Burmeisteria herscheli* (Murchison, 1839) (the type species of that genus), whereas in fossils referred to *Burmeisterella* it decreases posteriorly, so that the last several segments are of subequal width. Second, in *Burmeisteria herscheli* the pygidial axis terminates before it reaches the posterior margin of the pygidium, leaving a short post-axial field (COOPER, 1982, Fig.3A), whereas in *Burmeisterella* the axis reaches the posterior margin or sometimes goes beyond it (Fig.3B). In the new homalonotid from Brazil, the pygidial axis tapers gradually and there is only a very short post-axial field (Fig.2D, Fig.3C), which on basis this form seems closer to *Burmeisterella* than to *Burmeisteria*.

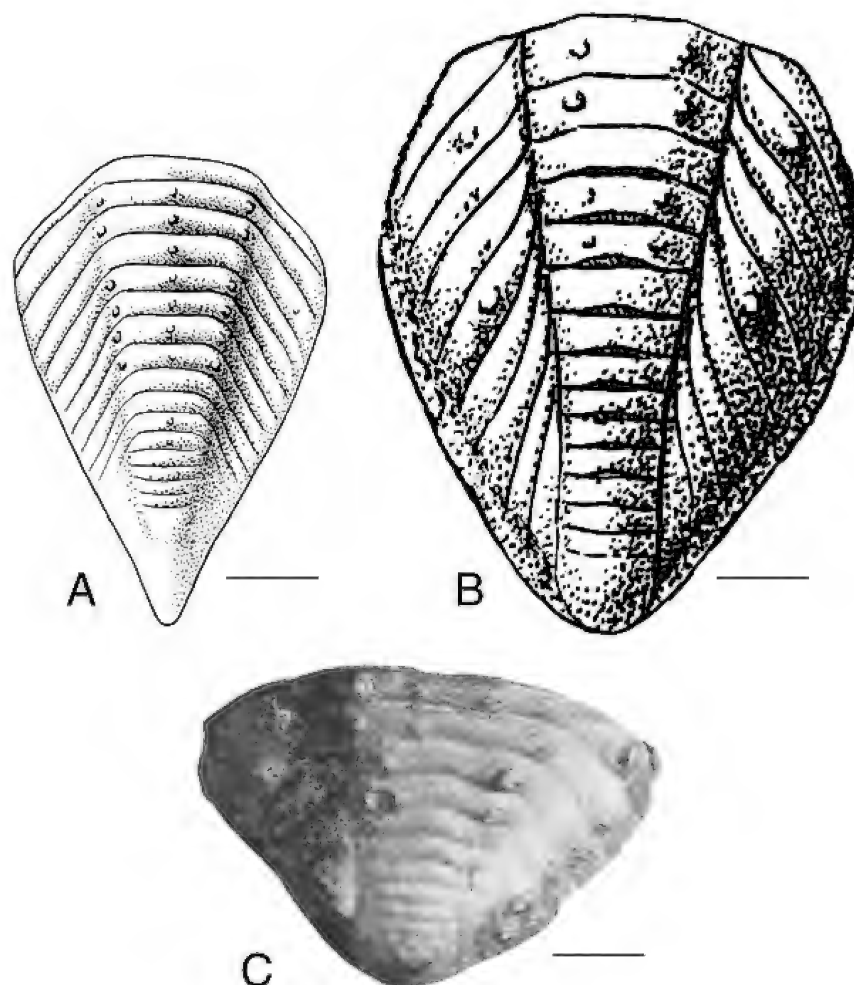


Fig.3- (A) pygidium of *Burmeisteria herscheli* from South Africa; (B) pygidium of *Burmeisterella elongata* from England; (C) pygidium of *Burmeisterella braziliensis*. Drawings (A-B) were taken from HARRINGTON *et al.* (1959). Scale bars = 10mm.

Comparison of the new form with previously described species of *Burmeisterella* and *Burmeisteria* reveal a unique combination of morphological characters, supporting the erection of a new taxon. The new form differs from all of them in having the pygidium much wider than long; in some species the pygidial length is much greater than its width (*e.g.*, *Burmeisterella elongata* (Salter, 1865), *Burmeisteria herscheli*), but in others these dimensions are subequal, with pygidial length only just exceeding its width (*e.g.*, *Burmeisterella armata* (Burmeister, 1843).

Burmeisterella elongata (the type species of that genus) is known only from the pygidium, so features of the cephalon and thorax cannot be compared in this form. Its pygidium is much longer (relative to its width) than in any of the other species referred to this genus, and the pygopleural ribs are more steeply angled posterolaterally. There are 10-12 axial rings (as in the new form), but the axial ring furrows from the fourth ring backward are all arched forward (KENNEDY, 1994), unlike the new form in which only the fourth to sixth axial ring furrows are arched forward. In species referred to *Burmeisteria*, however, the number of axial rings is highly variable (*e.g.*, approximately 16 in *B. herscheli*, but only seven in *B. accraensis* Saul, 1967).

In the new form only the first four axial rings have paired spines; the first and second rings have additional spines. Several of the axial rings have a single pair of spines in *Burmeisterella elongata*, but they lack any additional spines. Paired spines are present on all the axial rings in *B. quadrispinosa* Wenndorf, 1990, with two pairs on first, second and fourth-seventh rings and one pair on the others. The axial rings lack spines in *B. aculeata* (Koch, 1883) and *B. armata* (WENNDORF, 1990). No comparison could be made with *B1. champernownei* as its pygidium is badly preserved. In *Burmeisteria* the pygidial axial rings usually lack tubercles or spines, although a few scattered tubercles may be present in *B. herscheli* and may even be arranged in a paired series (COOPER, 1982:24, Fig.12A; 30, Fig.16D).

Pleural spines are characteristically present on the pygidium in *Burmeisterella*, but their number is variable; they occur only on the first and fourth or fifth ribs in *B. elongata* and *B. armata*; on the first, third and fourth in *B. aculeata*; on the first, second, fifth and sixth in the new form; and on each of the first six ribs in *B. quadrispinosa*. To summarize the situation, in material referred to *Burmeisterella*, pleural spines are always present on the first rib, often on the fourth or fifth, and sometimes on the other anterior ribs. By contrast in *Burmeisteria* species the pygidial pleurae are usually smooth, but in *B. herscheli* a few scattered tubercles are sometimes present (COOPER, 1982).

Although the cephalon and thorax are unknown in the type-species *Burmeisterella elongata*, comparisons can be made with other *Burmeisterella* species. *Burmeisterella aculeata* (KOCH, 1883) differs from *B. braziliensis* in bearing only a single pair of spines on the glabella, positioned on the first glabellar lobe; *B. braziliensis* has a median spine and two pairs of swollen spine bases on the glabella (the posteriormost pair could be on the first glabellar lobe but this is indistinc1t). *B. aculeata* has three spines on the posterior region of the cephalon, one medially on the occipital ring and paired spines situated more distally on each side of the posterior cephalic border. This region is not well preserved in the holotype of *B. braziliensis*, so only a very limited comparison is possible. Both species have spines on the free cheek; *B. aculeata* has only one, but *B. braziliensis* has at least two. The spine pattern over the thoracic region also differs in these species. *B. aculeata* bears a single pair of spines on each axial ring, whereas in *B. braziliensis* there are at least two pairs (there may be more, but the indistinct trilobation makes this difficult to observe).

Burmeisterella armata (BURMEISTER, 1843) has the same pattern of spines on the posterior region of the cephalon and free cheek as in *B. aculeata*, but differs in having a median bifurcated spine (as in *B. braziliensis*), plus three paired spines on the glabella; the two anteriormost pairs are located more medially, while the posterior pair is more distal and is separated by the median spine. The pattern spine distribution on the thoracic segments is also distinct; unlike in *B. braziliensis* in *B. armata*, the first, second, fifth, eighth, and eleventh thoracic axial rings lack spines (they are also absent on the first, second, eighth, eleventh, and thirteenth pleurae).

Burmeisterella bifurcata Reed, 1920, is readily distinguished from other species of *Burmeisterella* in having its pygidium terminating with a bifurcated terminal spine. The glabella has many tubercles (or spine-bases) arranged into three longitudinal rows, with three tubercles in each row, but this form lacks spines on the occipital ring and posterior cephalic border. The free cheek in *B. bifurcata* has a large rounded tubercle, fewer than in *B. braziliensis*.

Burmeisterella champernownei (Woodward, 1881) also has three longitudinal rows of spines with three spines per row, but apparently has no spines on the free cheek. The anteriormost spine of the median row appears to have been double. The rostrum of *B. champernownei* is much more pronounced than in other *Burmeisterella* species.

Only a small posterolateral part of the cephalon is known in *Burmeisterella quadrispinosa*, but this has three spines on the occipital ring plus one on the cephalic posterior border; unfortunately this region is not well preserved in the Brazilian specimen. The distribution of spines on the thoracic axial rings is very distinctive with two pairs of spines per segment (WENNDORF, 1990:131, Fig.52), not the complex alternating pattern found in *B. braziliensis*. The thoracic pleurae in *B. quadrispinosa* each have a long spine, except for the second and eighth segments where the spine is absent (see the same figure cited above).

Burmeisterella vixarmata Wenndorf, 1990, differs from *B. braziliensis* in having distinct lateral glabellar lobes with very shallow lateral glabellar furrows, the glabella has only a single pair of spines located posteriorly, on the level of the first lateral glabellar lobe, and a pygidium either without spines or with at most only one on the first pleurae.

Although it was not possible to undertake a comprehensive phylogenetic analysis of species included in *Burmeisterella* and *Burmeisteria*, some general observations can be made. There is evidently a common trend for spine rows to be developed on the glabella, thorax and pygidium in both genera, and further studies may reveal phylogenetic patterns among these structures. *Burmeisterella braziliensis* display a unique combination of characters including its pygidial proportions, indistinct thoracic trilobation, and unusual alternation of thoracic spine rows. It is phenetically similar to taxa such as *B. aculeata*, *B. armata* and *B. quadrispinosa* in having a well-ordered pattern of spines over the body. By contrast, in forms referred to *Burmeisteria*, spine distribution is more variable and random. Among Gondwanan homalonotids, spine-bearing forms appear to be restrict to Malvinokaffric areas. The only other *Burmeisteria* with strong ornamentation is *B. huttoni* Allan, 1935 from New Zeland, but this has tubercles and therefore differs from the more spinous forms.

CONCLUSIONS

1) *Burmeisteria* and *Burmeisterella* are retained here as distinct genera.
2) *Burmeisteria* has a Gondwanan distribution while *Burmeisterella* is more widespread (Old World Realm and Gondwana).
3) This is the first time that *Burmeisterella* is recorded from the Devonian of Brazil and South America.
4) *Burmeisterella braziliensis* n.sp. from the Devonian of Parecis Basin, Brazil, resembles to *B. aculeata*, *B. armata* and *B. quadrispinosa* in having a spiny body, with the thoracic and pygidium spines distributed regularly, following a well-ordered pattern.

ACKNOWLEDGMENTS

The author thanks the geologists from Petrobras, especially J.H.G.Melo and L.P.Siqueira, who provided the material to study. I would also like to thank staff members of the American Museum of Natural History, including Dr. J.G.Maisey, for useful discussions during the preparation of the manuscript, S.Klofak, for preparing the specimens and latex casts, and S.Thurston, for producing the illustrations. Suggestions by the reviewers are appreciated.

REFERENCES

ALLAN, R.S., 1935. The fauna of the Reefton Beds (Devonian), New Zealand; with notes on Lower Devonian animal communities in relation to the base of the Devonian System. **Palaeontology Bulletin**, Wellington, **14**:1-72.

BOUCOT, A.J.; ROWELL, A.J.; RACHEBOEUF, P.R.; PEREIRA, E.; MELO, J.H.G. & SIQUEIRA, L.P., 2001. Position of the Malvinokaffric Realm's northern boundery (Early Devonian) based on newly discovered brachiopods from the Parecis Basin (Brazil). **Journal of the Czech Geological Society**, Prague, **46**(3/4):109-120.

BOUCOT, A.J. & GRAY, J., 1979. Epilogue. A Paleozoic Pangea? p.465-482. In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. (Eds.) **Historical biogeography, plate tectonics and the changing environment**. Corvallis: Oregon State University Press.

BRANISA, L., 1965. Los fosiles guias de Bolivia. I. Paleozoico. **Boletin del Servicio Geologico de Bolivia**, La Paz, **6**:1-282.

BURMEISTER, H., 1843. **Die organisation der Trilobiten aus ihren lebenden Verwandten entwickelt; nebst einer systematischen Uebersicht aller zeither beschrebenen Arten**. Berlin. 147p.

CARVALHO, M.G.P., 1995. **Trilobitas devonianos da Bacia do Parnaíba (Formações Pimenteira, Cabeças e Longá)**. Rio de Janeiro. 151p. (PhD Thesis, Rio de Janeiro Federal University).

CARVALHO, M.G.P. & EDGECOMBE, G.D., 1991. Lower-Early Middle Devonian calmoniid trilobites from Mato Grosso, Brazil, and related species from Paraná. **American Museum Novitates**, New York, **3022**:1-13.

CASTRO, J.S., 1968. Trilobitas da Formação Pimenteira, Devoniano do Estado do Piauí. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **40**(4):481-489.

CLARKE, J.M., 1913. Fósseis devonianos do Paraná. **Serviço Geológico e Mineralógico Brasileiro**. Monografia 1, Rio de Janeiro, 353p.

COOPER, M.R., 1982. A revision of the Devonian (Emsian-Eifelian) Trilobita from the Bokkeveld Group of South Africa. **Annals of the South adrican Museum**, Cape Town, **89**: 1-174.

HARRINGTON, H.J.; HENNINGSMOEN, G.; HOWELL, B.F.; JAANUSSON, V.; LOCHMAN-BALK, C.; MOORE, R.C.; POULSEN, C.; RASETTI, F.; RICHTER, E.; RICHTER, R.; SCHMIDT, H.; SDZUY, K.; STRUVE, W.; STØRMER, L.; STUBBLEFIELD, C.J.; TRIPP, R.; WELLER, J.M. & WHITTINGTON, H.B., 1959. Family Homalonotidae, p.454-461, figs.360-361. In: MOORE, R.C. (Ed.) **Treatise on Invertebrate Paleontology**. Lawrence: The Geological Society of America, Inc.; University of Kansas. Arthropoda 1. Trilobite - Part O, p.38-540.

KEGEL, W., 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, **141**:1-48.

KENNEDY, R.J., 1994. British Devonian Trilobites. **Monography of the Paleontographical Society**. London, Part 1, 1-33, pls.1-5. (Publ. No.595, part of Vol.148 for 1994).

KOCH, C., 1883. Monographie der *Homalonotus* – Arten des Rheinischen Unterdevon. **Abhandlungen der geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thuringischen Staaten**, Berlin, **4**:2, 71p.

KOZLOWSKI, R., 1923. Faune Dévonienne de Bolivie. **Annales Paléontologie**, Paris, **12**(1/2):1-112.

MELO, J.H.G., 1988. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil. p.669-703. In: McMILLAN, N.J.; EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Eds.) **Devonian of the World. Vol. I Regional syntheses**. CalgaryCan. Soc. Petrol. Geol.

MENDEZ-ALZOLA, R., 1938. Fósiles Devónicos del Uruguay. **Instituto Geologico del Uruguay**, Montevideo, **24**:3-80.

PEK, I. & VANEK, J., 1991. On some Silurian and Devonian Trilobites of Bolivia. **Acta Universitatis Palackianae Olomucensis, Facultas Rerum Naturalium Geographica-Geologica XXX**; Prague, **103**:75-104.

REED, F.R.C., 1918. Notes on the genus *Homalonotus*. **Geological Magazine**, London, **5**:263-276; 314-327.

REED, F.R.C., 1920. Notes on the fauna of the Lower Devonian beds of Torquay. **Geological Magazine**, London, **57**:299-306; 341-347, pl.4.

REED, F.R.C., 1925. Revision of the fauna of the Bokkeveld Beds. **Annals of the South African Museum**, Cape Town, **22**:27-225.

SAUL, J.M., 1965. Trilobita. p.269-271. In: HADLEY, J.B. (Ed.) **Geology and palaeontology of the Antarctic. Antarctic Research. Ser. 6**. Washington, D.C.

SAUL, J.M., 1967. *Burmeisteria* (*Digonus*) *accraensis*, a new homalonotid trilobite from the Devonian of Ghana. **Journal of Paleontology**, Lawrence, **41**:1126-1136.

SIQUEIRA, L.P., 1989. Bacia dos Parecis. **Boletim de Geociencias da Petrobras**, Rio de Janeiro, **3**:3-16.

THOMAS, A.T., 1977. Classification and phylogeny of the homalonotid trilobites. **Palaeontology**, London, **20**:159-178.

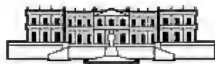
THOMAS, I., 1905. Neue Beitrage zur Kenntnis der devoniche Fauna argentiniens. **Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft**, Berlin, **57**:233-290.

TOMCZYKOWA, E., 1975. The trilobite subfamily Homalonotinae from the Upper Silurian and Lower Devonian of Poland. **Acta Paleontologica Polonica**, Warszawa, **20**:1-46, pls.1-6.

WENNDORF, K.W., 1990. Homalonotinae (Trilobite) from the Lower Devonian of the Rheinische Schiefergebirge. **Palaeontographica A**, Stuttgart, **121**:1-184, pls.1-15.

WOLFART, R., 1968. Die Trilobiten aus dem Devon Boliviens und ihre Bedeutung fur stratigraphie und Tiergeographie. **Beihefte zum Geologischen Jahrbuch**, Hannover, **74**:5-201.

WOODWARD, H., 1881. Note on a new English *Homalonotus* from the Devonian, Torquay, South Devon. **Geological Magazine**, London, **8**(2):489-491, pl.13.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.459-470, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

SISTEMÁTICA E TAFONOMIA DOS CIRRÍPEDES BALANOMORFOS DA FORMAÇÃO PIRABAS (EOMIOCENO), ESTADO DO PARÁ, BRASIL [1]

(Com 5 figuras)

VLADIMIR DE ARAÚJO TÁVORA [2, 3]
KEILA GOMES DE ARAÚJO PONTES [2]
NILSON MESQUITA [4]

RESUMO: O presente trabalho compreende o estudo de uma tafocenose de cirrípedes balanomorfos da ecofácies Capanema da Formação Pirabas, Estado do Pará, procedentes de um afloramento natural situado no município de Capanema, Estado do Pará, abrangendo descrição sistemática e caracterização tafonômica. A tafocenose é poliespecífica, constituída por *Balanus dentivarians*, *B. eburneus*, *B. improvisus* e *Megabalanus tintinnabulum*, sendo que a primeira espécie citada é pela primeira vez reconhecida como fóssil no Brasil. As feições sedimentológicas, estratigráficas e tafonômicas, bem como a preservação da cor original na maioria dos exemplares, permitiu supor que a concentração fossilífera foi gerada por ondas de tempestade, que desencadearam um evento de mortandade em massa.

Palavras chave: Tafonomia. Paleoecologia. Cirrípedes balanomorfos. Formação Pirabas.

ABSTRACT: Systematic and taphonomic study of the Cirripedia of the Pirabas Formation (Eomiocene), Pará State, Brasil.
This work presents a study of the taphocoenosis of the balanomorph cirripedia of the Capanema ecofacies from the Pirabas Formation, sampled in one outcrop located at the Capanema district, Pará state. The taphocoenosis is polispecific, established by *Balanus dentivarians* (the first record as fossil in Brazil), *B. eburneus*, *B. improvisus*, and *Megabalanus tintinnabulum*. The sedimentological, stratigraphical and taphonomic features as well as the original colour in the majority of specimens suggest that fossiliferous concentration was formed by storm waves that caused an catastrophic event.

Key words: Taphonomy. Paleoecology. Balanomorph Cirripedia. Pirabas Formation.

INTRODUÇÃO

Os cirrípedes balanomorfos são crustáceos de dimensões centimétricas, elementos de províncias biogeográficas marinhas tropicais e temperadas quentes, que vivem fixos a um substrato rígido, seja rocha, madeira, conchas de outros organismos, ou ainda substratos artificiais, como obras de engenharia construídas nas linhas de costa dos centros urbanos. Abundantes nas zonas intermarés ou estuarinas, e suportando flutuações de salinidade entre normal e abaixo da normal, são relativamente raros como fósseis (YOUNG, 1994). Esta pequena ocorrência no registro fossilífero deve-se ao seu próprio ambiente de vida, que não favorece a fossilização de restos dos organismos constituintes destas comunidades.

No Brasil estão registrados unicamente em rochas aflorantes no nordeste do Estado do Pará, incluídas na unidade litoestratigráfica denominada Formação Pirabas (MAURY, 1925), um dos melhores documentos do Cenozóico marinho brasileiro. No contexto da Formação Pirabas os cirrípedes ocorrem exclusivamente na área correspondente à fácies ecológica de laguna, Capanema, que representa a borda do paleomar de Pirabas.

A ocorrência mais expressiva da ecofácies Capanema está dentro do município homônimo, nas jazidas da empresa Cimentos do Brasil S/A (CIBRASA), onde se beneficia o calcário em cimento.

Os cirrípedes da Formação Pirabas foram estudados por BEURLEN (1958) e BRITO (1972, 1977a, 1977b). Reconheceram-se três espécies e a partir desta caracterização foram tecidas considerações paleoambientais sobre esses táxons.

---

[1] Submetido em 16 de abril de 2004. Aceito em 22 de julho de 2005.
[2] Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Departamento de Geologia, Laboratório de Paleontologia. Caixa Postal 1611, 66075-110, Belém, PA, Brasil.
[3] E-mail: vtavora@orm.com.br.
[4] Cimentos do Brasil S/A- CIBRASA. Rodovia BR-316, Km 150, Capanema, PA, Brasil. E-mail: nilsonmesquita@nassau.com.br.

Trabalhos de campo periódicos na jazida B-17 da CIBRASA, por conta das excursões didáticas da disciplina Paleontologia, do curso de Geologia da Universidade Federal do Pará, propiciaram localizar exatamente o nível estratigráfico onde ocorrem os cirrípedes balanomorfos. A camada onde ocorrem tem 32cm de espessura, e corresponde a um biocalcirrudito rico em macroinvertebrados (onde se destacam corais anermatípicos, briozoários e crustáceos decápodes), estando localizada imediatamente acima do segundo *hardground* constante no perfil efetivado por GÓES *et al.* (1990) na referida pedreira. Foram então executadas quatro campanhas de campo, num total de 28 dias, para procedimento de coleta dos fósseis e de suas respectivas feições tafonômicas.

Assim, a proposta da presente pesquisa é o tratamento sistemático, paleoecológico e tafonômico dos 89 cirrípedes balanomorfos coletados na jazida B-17 da CIBRASA, município de Capanema, nordeste do Estado do Pará (Fig.1).

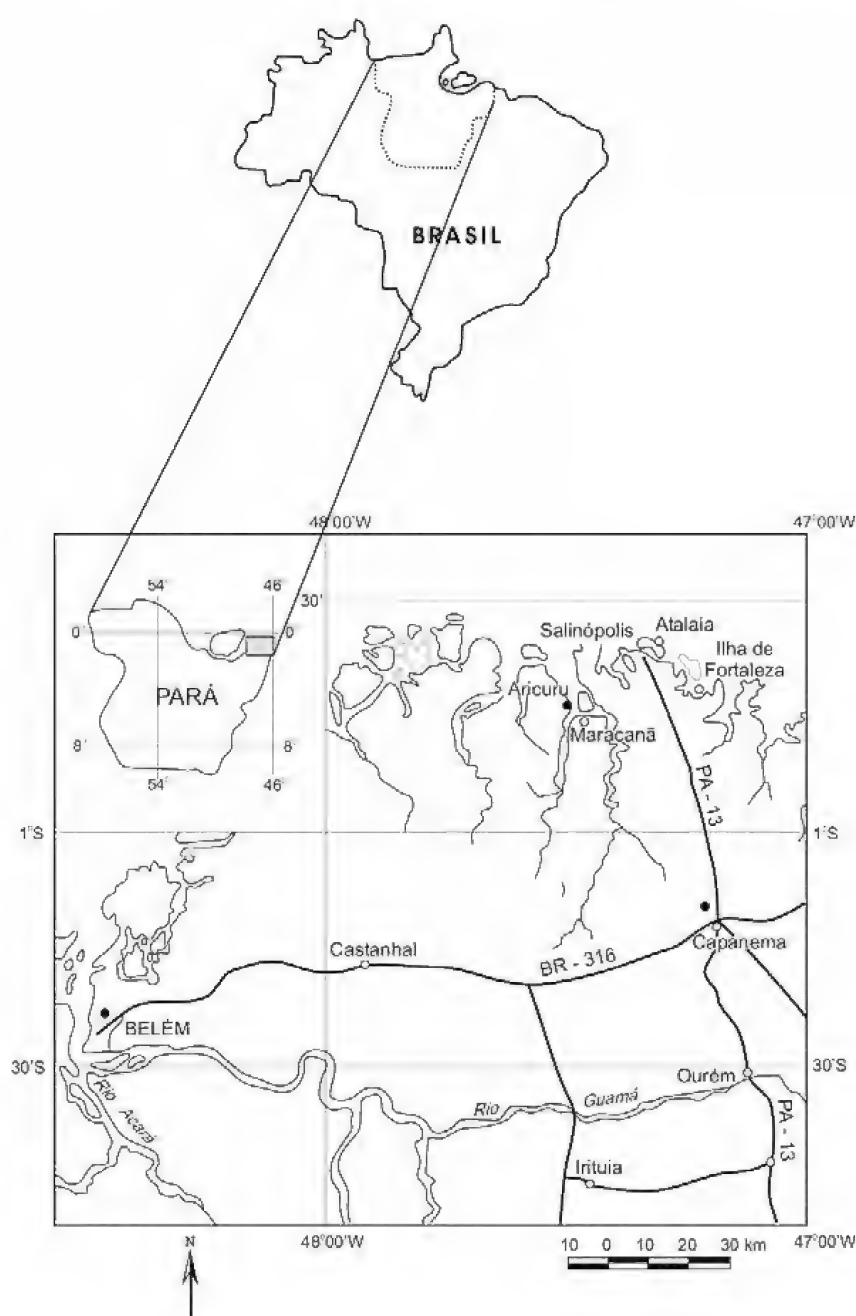


Fig.1- Mapa de localização de onde procedem os cirrípedes estudados.

GEOLOGIA DA FORMAÇÃO PIRABAS

A Formação Pirabas (MAURY, 1925) ocorre descontinuamente nos estados do Pará, Maranhão e Piauí, tendo sido inicialmente referida por FERREIRA-PENNA (1876), que registrou os calcários fossilíferos da ilha de Fortaleza, litoral paraense.

No Pará ocorre em superfície e subsuperfície na região nordeste do Estado, nas zonas fisiográficas do Salgado e Bragantina. Suas principais ocorrências situam-se na ilha de Fortaleza e nas jazidas da CIBRASA, nos municípios de São João de Pirabas e Capanema, respectivamente (COSTA *et al.*, 1993). A distribuição irregular dos registros da Formação Pirabas parece estar relacionada com a paleogeografia, evolução tectônica e como resultado de processos erosivos que assolaram a região provavelmente no Quaternário antigo (ALMARAZ & FORMOSO, 1971). Segundo ALMARAZ (1977), esta unidade litoestratigráfica ocupa uma área de 12.000km², e tem como limites aproximados, desde o rio Guamá ao sul, até localidades correspondentes ao curso inferior do rio Gurupi (leste) e baía de Marajó (oeste). FERREIRA & FRANCISCO (1988) admitiram que esta área poderá ser ampliada, caso seja considerado o seu prolongamento ao longo da costa do Amapá, e mergulhando cerca de 200km para dentro da plataforma do Pará e além do rio Guamá no km 48 da BR-010, município de Irituia. Litologicamente a Formação Pirabas é constituída por calcários cinza de composição variável (coquinas, biohermitos, micritos, dolomicritos, margas e bioclasitos) intercalados com calcarenitos e folhelhos negros, depositados em ambiente marinho de águas rasas e quentes (FERREIRA, 1982).

Desde sua formalização como unidade litoestratigráfica por MAURY (1925), os sedimentos da Formação Pirabas têm sido considerados como miocênicos. Entretanto, FERREIRA (1982) estendeu sua deposição ao intervalo Neo-Oligoceno-Eomioceno, baseado na correlação com pacotes sedimentares da Bacia da Foz do Rio Amazonas (Membro Araguari da Formação Marajó e seqüências Tambaqui e Tamoatá da Formação Amapá), assim como pela presença do gastrópode *Orthaulax pugnax* (Heilprin, 1887) e foraminífero planctônico *Globorotalia opima* Bolli, 1966 na sondagem em Vila Mãe do Rio, município de Irituia (FERREIRA *et al.*, 1981), fósseis cuja distribuição estratigráfica estende-se do Neo-Oligoceno ao Eomioceno. Com base em foraminíferos planctônicos (espécies dos gêneros *Globorotalia* e principalmente *Globigerinoides* Cushman, 1927), admitiu-se que a seqüência marinha mais antiga em território paraense data da base do Eomioceno (FERNANDES, 1988; FERNANDES & TÁVORA, 1990; TÁVORA & FERNANDES, 1999).

Sob o ponto de vista estratigráfico, é pouco conhecido tanto o seu limite inferior quanto a sua espessura. Supõe-se todavia, que sua maior parte sobreponha-se diretamente sobre o embasamento cristalino (ALMARAZ, 1977). Os sedimentos terciários (Mioceno - Pleistoceno) do Grupo Barreiras repousam discordantemente sobre a Formação Pirabas (FRANCISCO *et al.*, 1971) e, segundo FERREIRA & FRANCISCO (1988), não ocorre interdigitação entre estas unidades, como mencionado por outros autores. GÓES *et al.* (1990) reportaram que o contato entre a Formação Pirabas e o Grupo Barreiras é interdigitado e gradual, baseados em estruturas sedimentares e palinomorfos.

O contato lateral da Formação Pirabas se dá de maneira gradual para sedimentos carbonáticos da Formação Amapá e para os clásticos da Formação Marajó, em direção à plataforma continental e ilha de Marajó, respectivamente (SCHALLER *et al.*, 1971).

Devido ao abundante e variado conteúdo fossilífero, a Formação Pirabas está bem caracterizada sob o ponto de vista paleoambiental. Uma das primeiras referências ao ambiente deposicional desta formação foi realizada por FERREIRA & CUNHA (1957), como marinho de águas límpidas, rasas, nerítico, próximo ao litoral de mar aberto, onde o clima deveria ter sido quente e a costa baixa.

O registro de formas fósseis típicas de determinados subambientes marinhos, possibilitou maior detalhamento deste ambiente deposicional. Assim, diversos autores dividiram a Formação Pirabas em ecofácies. Além de proporem a divisão faciológica, estes autores também teceram considerações sobre a extensão e litologia das mesmas. PETRI (1957) dividiu a Formação Pirabas nas fácies ecológicas Castelo, Canecos e Baunilha Grande, delimitando os afloramentos do litoral, Zona Bragantina e furo Baunilha Grande, respectivamente. ACKERMANN (1964, 1969 e 1976) dividiu, da base para o topo, em Olaria, Capanema e Fortaleza, enquanto ALMARAZ (1977) considerou a fácies Baunilha Grande sotoposta às fácies Capanema e Castelo. FERREIRA (1966, 1980, 1982), FERREIRA & CASSAB (1985) e FERREIRA & FRANCISCO (1988) reconheceram as fácies Castelo, Baunilha Grande e Capanema, admitindo que esta última localiza-se

espacialmente acima da fácies Castelo, enquanto a fácies Baunilha Grande é descontínua, estando em posição intermediária entre as outras duas.

A ecofácies Castelo representa um ambiente marinho de águas neríticas, quentes e rasas, com salinidade normal ou acima (PETRI, 1957; FERREIRA, 1966, 1980, 1982; FERREIRA & CASSAB, 1985; FERREIRA & FRANCISCO, 1988), sendo constituída litologicamente por coquinas, biohermitos, micritos e dolomicritos, mergulhando para a plataforma continental do Pará, e se afunilando em direção ao sul do estado (FERREIRA, 1982). Para essa fácies foi definida a biozona *Orthaulax pugnax*, que compreende uma paleofauna típica de ambientes recifais (estenobiôntica), tais como corais hermatípicos, algas coralíneas, briozoários e alguns moluscos, como o gastrópode *Orthaulax pugnax*, que deu o nome à biozona. A fácies Fortaleza especifica calcários altamente fossilíferos e com elevado teor de MgO, aflorantes na ilha de Fortaleza (ACKERMANN, 1964, 1969, 1976), correspondendo também à ecofácies Castelo.

A ecofácies Capanema, mencionada como Canecos por PETRI (1957), foi depositada num ambiente lagunar, de borda de bacia, com salinidade abaixo da normal (ACKERMANN, 1964, 1969, 1976; ALMARAZ, 1977; FERREIRA, 1966, 1980, 1982; FERREIRA & CASSAB, 1985; FERREIRA & FRANCISCO, 1988). Litologicamente caracteriza-se por margas, micritos, bioclasitos, folhelhos rítmicos e arenitos calcíferos. A fácies Olaria, correspondente à atual ecofácies Capanema, refere-se a um calcário muito fino, com baixo teor de MgO, observado na localidade Olaria (município de Capanema), que possui abundantes impressões de folhas (ACKERMANN, 1964, 1969, 1976; DUARTE, 1967).

A ecofácies Baunilha Grande (PETRI, 1957; FERREIRA, 1980 E 1982; FERREIRA & CASSAB, 1985; FERREIRA & FRANCISCO, 1988) representa um ambiente redutor tipicamente de mangue, sendo constituída por calcários cinza escuros finamente estratificados e argilas negras com nódulos de calcário escuro contendo crustáceos braquiúres (carcinólitos) e vegetais piritizados.

GÓES *et al.* (1990), com base em análise litofaciológica, identificaram sete fácies descritivas: biocalcirruditos (com grande variedade faunística), calcarenitos não estratificados (ou com estratificação cruzada incipiente e fósseis esparsos), calcarenito estratificado (fósseis fragmentados), margas (restos vegetais e peixes), folhelhos verdes (restos vegetais), biohermitos (corais) e calcilutitos (raros fósseis).

O modelo deposicional proposto por GÓES *et al.* (1990), considerando o conteúdo e análise paleontológica, é similar aos propostos anteriormente, citando evidências de ondas de tempestade na plataforma continental, onde os subambientes de plataforma carbonática marinha rasa (ecofácies Castelo), laguna (ecofácies Capanema) e mangue (ecofácies Baunilha Grande) acham-se dispostos de forma interdigitada com sedimentação cíclica, sugerindo freqüentes oscilações no nível do mar, e litoral intensamente recortado. Subseqüente a este evento deposicional, dominantemente transgressivo e oscilatório, predominou a sedimentação de uma outra seqüência, regressiva e siliciclástica (Grupo Barreiras), cujas estruturas sedimentares e conteúdo palinológico típico do Mesomioceno indicam certa contemporaneidade e gradação entre as seqüências Pirabas e Barreiras.

Segundo COSTA *et al.* (1993) os sedimentos do Terciário Superior na região de Salinópolis, nordeste do Pará, são produtos de um ciclo transgressivo-regressivo, estando depositados em uma bacia assimétrica e alongada de direção NW-SE. O preenchimento desta bacia se processou pela instalação de depósitos marinhos carbonáticos de águas rasas e quentes (Formação Pirabas), os quais dão lugar gradativamente a depósitos regressivos de natureza siliciclástica (Grupo Barreiras), indicando forte soerguimento da borda da bacia e inibição da deposição de carbonatos em subambientes de planície de maré, estuário e plataforma interna. As estruturas que controlaram o desenvolvimento da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras são falhas normais NW-SE e inclinadas para NE, e falhas transcorrentes NE-SW que funcionaram como zonas de transferência. Essa evolução é entendida como decorrente do último episódio de manifestação extensional na margem equatorial brasileira, relacionado ao evento de separação América do Sul- África.

CIRRÍPEDES DA FORMAÇÃO PIRABAS

BEURLEN (1958) apresentou a descrição de uma espécie de cirrípede, procedente da Formação Pirabas, município de Capanema. As feições morfológicas reconhecíveis no único exemplar disponível permitiram ao autor situá-lo no grupo multiforme e cosmopolita de *Balanus (Megabalanus) tintinnabulum* (Linnaeus, 1758). Devido as particularidades do fóssil da Formação Pirabas, Beurlen propôs que o mesmo constituía um novo táxon, *Balanus (Megabalanus) transversostriatus* Beurlen, 1958, o primeiro fóssil do subgênero *Megabalanus* Hoek, 1913 no continente americano.

BRITO (1972) estudou exemplares de cirrípedes balanomorfos da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no Estado do Pará, atribuídos por BEURLEN (1958) à espécie *Balanus (Megabalanus) transversostriatus* Beurlen, 1958, e catalogados nas coleções paleontológicas da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral, Museu Nacional e Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro. As análises taxônomicas revelaram uma quase identidade entre *B.(M.) transversostriatus* Beurlen *e B.(M.) tintinnabulum* (Linnaeus), comum na Região Caribeana e litoral brasileiro, com diferenças no máximo subespecíficas ou de variedade. Assim sendo foi proposto um novo status para o táxon fóssil, *B.(M.) tintinnabulum transversostriatus* Beurlen.

BRITO (1977a) relatou que em coletas fossilíferas realizadas em estratos da Formação Pirabas, Estado do Pará, foram coletados alguns exemplares de cirrípedes balanomorfos, representantes de duas formas abundantes na região caribeana atual, *Balanus improvisus* Darwin, 1854 e *Balanus eburneus* Gould, 1841. Ambos são coloniais, toleram águas salobras ou poluídas e comumente estão associados com *Balanus tintinnabulum* (Linné). Desta forma confirmou- se o ambiente em que viveram no mar de Pirabas, águas rasas de fundo de baía, correspondente à ecofácies Capanema.

Em BRITO (1977b) foram descritas duas novas espécies de cirrípedes balanomorfos na Formação Pirabas, atribuídos ao gênero *Balanus*, *B. improvisus* Darwin e *B. eburneus* Gould. Os exemplares relativamente bem preservados, são procedentes do afloramento Tauari, município de Capanema, localizado no quilômetro 195 da antiga ferrovia Belém-Bragança. Com amplas tolerâncias ambientais e considerável distribuição geográfica, os táxons registrados confirmaram as condições ambientais da ecofácies Capanema, já ditas acima. Estes cirrípedes estão quase sempre associados a *Balanus tintinnaulum* (Linnaeus).

SISTEMÁTICA PALEONTOLÓGICA

Utilizam-se no presente estudo a nomenclatura morfológica, termos aplicados nas descrições e classificações sistemáticas adotadas por NEWMAN *et al.* (1969) e FARRAPEIRA-ASSUNÇÃO (1990), além de outras bibliografias complementares específicas, tais como HENRY & MCLAUGHLIN (1975, 1986). Os espécimens estão depositados no acervo paleontológco do Museu de Geociências da Universidade Federal do Pará, sob as numerações MG-4000-I até MG-4088-I.

Phylum ARTHROPODA Siebold & Stanius, 1845
Sub Phyllum MANDIBULATA Clairville, 1798
Classis CIRRIPEDIA Burmeister, 1834
Ordo THORACICA Darwin, 1854
Sub Ordo BALANOMORPHA Pilsbry, 1916
Familia BALANIDAE Leach, 1817
Sub Familia BALANINAE Leach, 1817

Genus *Balanus* da Costa, 1778
Balanus dentivarians Henry, 1974
(Fig.2)

Diagnose – Concha cônica, com orifício estreito e denteado. Rádios muito estreitos, tubíferos, estriados transversalmente, com ápices finos e oblíquos. Carena, carenolaterais, rostro e rostrolaterais com superfície irregular, paredes tubíferas que externamente são marcadas por costelas longitudinais bem desenvolvidas. Superfície externa ornamentada por estrias transversais paralelas entre si. Ala com ápice horizontal, margem sutural septada e estrias subhorizontais. Paries não visíveis.



Fig.2- *Balanus dentivarians* Henry, 1974. Escala=1cm.

Ocorrência – Recente- oeste da América Central e México até o Equador na América do Sul (HENRY & McLAUGHLIN, 1975). Fóssil- ecofácies Capanema da Formação Pirabas, Estado do Pará, Brasil.

Material – Um espécimen isolado (MG-4000-I).

Medidas – Diâmetro 16mm e altura 20mm.

Observações – No espécimen foram encontrados vestígios da cor original em todos os compartimentos de sua concha.

Balanus eburneus Gould, 1841
(Fig.3)

Diagnose – Concha cônica a cilíndrica, orifício espesso e irregular. Rádios moderados a largos, sólidos com ápices irregulares, ornamentados por estrias transversais. Carena, carenolaterais, rostro e rostrolaterais com superfície irregular, paredes tubíferas, sendo que somente a carena e carenolaterais ornamentados por linhas delicadas, horizontais, paralelas e regularmente espaçadas. Paries não visíveis.

Ocorrência – Recente - golfo da Califórnia, Carolina do Norte e Flórida (EUA), golfo do México, região caribeana, Guianas, Colômbia e Brasil (Rio de Janeiro até São Paulo); sudeste da Europa, mares Mediterrâneo, Negro e Cáspio; oeste da África, India, Japão, Havaí (SOUTHWARD, 1975; HENRY & McLAUGHLIN, 1975; YOUNG, 1994). Fóssil- ecofácies Capanema da Formação Pirabas, Estado do Pará, Brasil.

Material – 30 espécimens, sendo 16 solitários e 14 colônias com dois a 11 indivíduos (MG-4001-I até MG-4030-I).

Medidas – Diâmetro 9mm, altura 10mm (em média). Maior exemplar examinado com 18mm de diâmetro e 12mm de altura.

Observações – Foram encontrados vestígios de coloração original em 13 indivíduos, localizados nos rádios e regiões apicais do rostro e rostrolaterais.

Balanus improvisus Darwin, 1854
(Fig.4)

Diagnose – Concha cônica, achatada, com orifício grande e delicadamente denteado. Rádios muito estreitos, sólidos, estriados transversalmente, com ápice horizontal a subhorizontal. Carena, carenolaterais rostro e rostrolaterais com superfície lisa, paredes tubíferas, contendo costelas delicadas. Paries não visíveis.

Ocorrência – Recente - Carolina do Norte e Flórida (EUA), golfo do México, região caribeana, Guianas e Brasil (Rio Grande do Norte ao Rio Grande do Sul); mares Escocês e Báltico até oeste da África; mares Mediterrâneo, Cáspio e Vermelho; Nova Escócia até a Patagônia; de Oregon até o Peru; Japão e Austrália (SOUTHWARD, 1975; HENRY & McLAUGHLIN, 1975; YOUNG, 1994). Fóssil-ecofácies Capanema da Formação Pirabas, Estado do Pará, Brasil.



Fig.3- *Balanus eburneus* Gould, 1841. Escala=1cm.

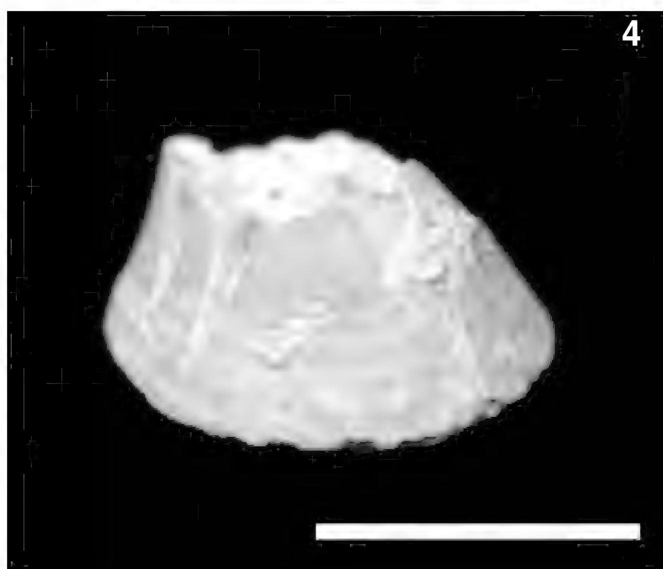


Fig.4- *Balanus improvisus* Darwin, 1854. Escala=1cm.

Material – 9 espécimens, sendo oito solitários e uma colônia com dois indivíduos (MG-4031-I até MG-4039-I).

Medidas – Diâmetro 9mm, altura 6mm (em média). Maior exemplar examinado com 10mm de diâmetro e 8mm de altura.

Observações – Foram encontrados vestígios da coloração original nos rádios de cinco espécimens.

Genus *Megabalanus* Hoek, 1913
Megabalanus tintinnabulum (Linnaeus, 1758)
(Fig.5)

Diagnose – Concha cilíndrica a cônica, orifício moderadamente estreito a largo, subcircular a subtriangular. Rádios amplos, tubíferos, com ápices largos, estriados transversalmente. Carena, carenolaterais, rostro e rostrolaterais com superfície irregular, paredes tubíferas e costelas longitudinais bem marcadas. Ala com margem sutural septada e ornamentada por estrias subhorizontais. Paries não visíveis.



Fig.5- *Megabalanus tintinnabulum* (Linnaeus, 1758). Escala=1cm.

Ocorrência – Recente - em todo o mundo. Fóssil-ecofácies Capanema da Formação Pirabas, Estado do Pará, Brasil.

Material – 49 espécimens, sendo 45 solitários e quatro colônias com dois a seis indivíduos (MG-4040-I até 4088-I).

Medidas – Diâmetro 8mm, altura 14mm (em média). Maior exemplar examinado com 25mm de diâmetro e 32mm de altura.

Observações – Foram encontrados vestígios de coloração original em 14 exemplares nos compartimentos de suas conchas.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A PALEOFAUNA ESTUDADA

O estudo sistemático da fauna de cirrípedes balanomorfos da ecofácies Capanema da Formação Pirabas revelou a existência de quatro espécies do grupo no antigo mar de Pirabas. Todas elas são viventes atualmente em ambientes marinhos transicionais de pequenas profundidades.

Este fato corrobora os dados obtidos com os demais grupos sistemáticos registrados na Formação Pirabas, onde a paleofauna guarda um aspecto moderno, muito próximo da fauna marinha encontrada na costa brasileira atual.

Foram confirmadas as espécies *Balanus eburneus* e *B. improvisus*, assinaladas por BRITO (1977b). Também a espécie *M. tintinnabulum* foi corroborada, só que caracterizada no gênero *Megabalanus*, anteriormente considerada como pertencente ao gênero *Balanus*.

Além disso, foi reconhecida pela primeira vez na Formação Pirabas e como fóssil no Brasil, *Balanus dentivarians*, que ocorre atualmente no oeste da América Central e México, até o Equador na América do Sul (HENRY & McLAUGHLIN, 1975).

TAFONOMIA

Os cirrípedes balanomorfos da ecofácies Capanema da Formação Pirabas estão preservados tridimensionalmente em biocalcirruditos, sob a forma de restos inalterados.Variações no tamanho dos cirrípedes na tafocenose estão relacionados com diferentes estágios ontogenéticos, sugerindo evento de mortandade em massa. A preservação em posição de vida sugere que foram soterrados vivos por rápida deposição de sedimentos, devido ao aumento brusco na taxa de sedimentação, associados a eventos de tempestade (RODRIGUES *et al.*, 2003).

As feições preservacionais aqui utilizadas para o estudo tafonômico destes crustáceos restringem-se às visíveis macroscopicamente. Desta forma os processos físico-químicos e biológicos que atuaram durante a formação destes fósseis serão tratados de maneira qualitativa. São descritas e discutidas a seguir as feições preservacionais, agrupadas nas categorias sedimentológicas, estratigráficas e tafonômicas.

Feições Sedimentológicas

O grau de empacotamento observado no biocalcirrudito e sua relação com os cirrípedes é do tipo fracamente empacotado a disperso (KIDWELL & HOLLAND, 1991), ou seja, a concentração é suportada pela matriz que exibe bioclastos esparsamente distribuídos. A concentração fossilífera apresenta-se dominantemente constituída por bioclastos em várias classes de tamanho, podendo ser considerada como polimodal, no aspecto do grau de seleção. Estes dados refletem baixo grau de retrabalhamento e transporte.

Feições Estratigráficas

A concentração fossilífera ocorre em camada de 32cm de espessura considerada como uma feição tridimensional, com reconhecida estrutura interna simples, por não exibir variação vertical ou lateral das feições tafonômicas (KIDWELL *et al.*, 1986). Os bioclastos encontram-se concordantes com a matriz que os envolve, ou seja, ocorrem com o plano de simetria disposto horizontalmente em relação ao substrato (STANLEY, 1970). Estas observações indicam que a concentração fossilífera se formou em um único evento e que o seu soterramento ocorreu *in situ*.

Feições Tafonômicas

A descrição e discussão das feições tafonômicas foram realizadas com base nos trabalhos de TORELLO & SIMÕES (1994) e KLEIN & SIMÕES (1998), separadas em cinco categorias distintas.

A) Composição taxonômica
A composição taxonômica das concentrações fossilíferas marinhas está relacionada com as características ecológicas da comunidade original, da sucessão e condensação faunística, bem como de sua história bioestratinômica e diagenética (TORELLO & SIMÕES, 1994). A assembléia poliespecífica (SIMÕES & HOLZ, 2000) de cirrípedes balanomorfos da ecofácies Capanema da Formação Pirabas, que ocorre na jazida B-17 da CIBRASA, é única no registro fossilífero brasileiro, estando composta por quatro espécies viventes hoje em dia em várias regiões do globo, a saber, *Megabalanus tintinnabulum, Balanus dentivarians, B. eburneus* e *B. improvisus*.

B) Biofábrica e estrutura interna
Segundo KIDWELL & BOSENCE (1991), a denominação biofábrica corresponde ao arranjo tridimensional dos fósseis na matriz. Em seção, os bioclastos podem estar dispostos de maneira concordante, oblíqua, perpendicular, imbricada, empilhada ou aninhada.

No afloramento estudado os cirrípedes ocorrem em uma camada de biocalcirrudito com espessura de 32cm e sem aparente estruturação interna. Os contatos inferior e superior são bruscos, com seqüências de margas também sem estruturação interna, ricas em microfósseis (foraminíferos e ostracodes) e sem macrofósseis. A concentração fossilífera é monotípica, onde os bioclastos são suportados pela matriz, tridimensionalmente arranjados. Estes correspondem a bioclastos fracamente empacotados a dispersos (KIDWELL & HOLLAND, 1991).

Cerca de 94% dos cirrípedes balanomorfos estudados estão orientados verticalmente em relação ao substrato, indicando soterramento abrupto desses organismos, sem perturbação do fundo. Espécimens orientados horizontalmente e achatados lateralmente perfazem 6% da associação e podem representar bioclastos antigos, restos de cirrípedes já mortos, disponíveis no substrato, que foram soterrados juntos com os vivos, já que todos ocorrem no mesmo horizonte estratigráfico.

C) Transporte
Na concentração fossilífera, os bioclastos não apresentam evidências de transporte, por apresentarem várias classes de tamanho e disposição concordante ao plano horizontal. A ocorrência associada de formas juvenis e adultas sugere baixa seleção hidráulica. Os constituintes do paleobioma balanóide estão preservados em posição de vida indicando evento de sedimentação episódica, com alta energia, sem perturbação do substrato. Devido ao aumento na taxa de sedimentação, as carapaças sofreram rápido soterramento, preservando os restos esqueletais *in situ*, o que define uma assembléia parautóctone.

D) Abrasão, fragmentação e bioerosão
Os vestígios de fragmentação, abrasão e desgaste por transporte são raros, enquanto também não

foram verificadas feições de bioerosão ou incrustação dos bioclastos. Os restos de cirrípedes balanomorfos apresentam tanto suas feições morfoanatômicas proeminentes quanto as delicadas, sugerindo que os mesmos não ficaram expostos na interface água/sedimento, sendo pois soterrados rapidamente, em um curto intervalo de tempo, por um evento de alta taxa de sedimentação.

E) Cor

Os pigmentos orgânicos que dão cor aos invertebrados são denominados biócromos e estão concentrados normalmente nas camadas mais externas da concha e no perióstraco. A pigmentação resulta da degradação dos hormônios, estoque de produtos não aproveitados durante a digestão, ou ainda por acumulação de carotenóides por ação metabólica (HOLLINGWORTH & BARKER, 1991).

Os biócromos existentes em tecidos duros são: melanina, tetrapirola, omócromo, pterina, quinona e pigmentos naptazarinos, sendo que os dois primeiros são os estáveis. A melanina é produzida por oxidação e subseqüente polimerização do aminoácido tirosina. É insolúvel em solventes orgânicos ou à base de ácidos, estando freqüentemente aderida à proteínas e varia desde a coloração amarela até a negra. Ocorre tanto em partes duras quanto em tecidos moles da maioria dos componentes do reino animal. Enquanto isso, a tetrapirola, apesar de possuir alto grau de estabilidade termodinâmica, é solúvel em muitos líquidos de percolação durante a diagênese dos fósseis (HOLLINGWORTH & BARKER, 1991).

A preservação da cor em partes duras fossilizadas ocorre em conchas cujos constituintes sejam estáveis quimicamente e assim a mineralogia original seja mantida. A camada da cor representa um composto orgânico residual. Os fatores controladores da preservação da cor original são a química e estabilidade do biócromo, a rapidez do recobrimento e sua história tafonômica, assim como a mineralogia original da concha (HOLLINGWORTH & BARKER, 1991).

As camadas com os biócromos são perdidas quando os restos sofrem transporte, ação bacteriana, perfuração por algas endolíticas ou prolongada exposição à luz solar. A preservação da cor original dos fósseis indica que os mesmos foram recobertos rapidamente (HOLLINGWORTH & BARKER, 1991).

Em vários espécimens da tafocenose estudada foram encontrados vestígios do biócromo, provavelmente melanina, localizado nos rádios (manchas avermelhadas) e de maneira mais suave nos parietais (manchas púrpuras). Com a preservação da cor natural sugere-se que estes fósseis sofreram rápido soterramento.

As evidências bioestratinômicas acima descritas sugerem que a concentração fossilífera de cirrípedes balanomorfos é parautóctone, ou seja, não sofreu transporte, e que foi soterrada rapidamente, por evento de sedimentação episódica.

Feições Diagenéticas

Após o sepultamento os restos de organismos podem sofrer deformações pós-deposicionais, advindas principalmente da compactação dos sedimentos e fenômenos tectônicos. Durante a compactação os bioclastos ficam sujeitos a deformações verticais e fraturamento. O achatamento do fóssil é a feição que caracteriza esta deformação por compactação dos sedimentos (MENDES, 1988). No material analisado foram observados três espécimens com carapaça comprimida, como resultado da pressão litostática durante a litificação dos sedimentos onde foram depositados. Estes exemplares não estavam concordantes ao plano horizontal, portanto não foram preservados em posição de vida e representam restos de cirrípedes já mortos antes do evento de soterramento rápido que dizimou a assembléia de cirrípedes viventes na época. Desta forma, a deformação pós- deposicional corrobora a disposição discordante em relação aos demais membros da tafocenose, já que apenas assim estando poderia sofrer achatamento ventral durante o processo diagenético.

Feições antrópicas

A fragmentação observada em alguns especimens foram oriundas durante a coleta ou no desmanche da sequência sedimentar que os continha, por ocasião da extração do calcário para beneficiamento.

Os dados acima descritos permitem separar os cirrípedes balanomorfos estudados em duas classes tafonômicas, segundo os critérios adotados por RODRIGUES *et al.* (2003):

Classe tafonômica 1 – preservação em posição de vida, formas solitárias ou coloniais completos a raramente pouco fragmentados, tridimensionais e verticalmente arranjados em relação ao plano de acamamento com abertura orientada para o topo da camada e com vestígios do biócromo.

Classe tafonômica 2 – formas solitárias completos a pouco fragmentados, achatados lateralmente e horizontalmente orientados em relação ao plano de acamamento e sem vestígios do biócromo.

Implicações Paleoambientais

A grande abundância faunística de paleoinvertebrados na ecofácies Capanema da Formação Pirabas, constituída por corais anermatípicos, moluscos bivalvios e gastrópodes, crustáceos decápodes, cirrípedes balanomorfos, e equinóides, sugere ambiente marinho eutrófico e bem oxigenado, de águas rasas, límpidas e pouco agitadas. Os corais anermatípicos atestam ambiente com baixa taxa de sedimentação (FERNANDES, 1981), enquanto o predomínio de briozoários lunulitiformes (*Lunulites* Lamarck, 1801, *Cupuladria* Canu & Bassler, 1919), incrustantes (*Steginoporella* Smitt, 1873) e foliáceos flexíveis (*Flustra* Linné, 1761) sugerem águas quentes e ambiente de vida afetado por ação de ondas (TÁVORA *et al.*, 2002; RYLAND, 1970). As associações de moluscos, crustáceos decápodes e equinóides, associadas com foraminíferos bentônicos e ostracodes, são formadas por táxons dominantemente eurihalinos, que suportam grandes variações de salinidade.

As variações na composição taxonômica dos diversos grupos sistemáticos, principalmente baseando-se nas espécies estenohalinas, evidenciam que a salinidade oscilou entre normal, abaixo da normal e acima da normal. Os fósseis mais indicativos destas oscilações são os foraminíferos bentônicos associados com alguns bivalvios (pectinídeos e heterodontídeos), que examinados em diferentes perfis de superfície e subsuperfície, mostram claramente variações entre salinidade normal e acima da normal. Em alguns destes perfis, foram também caracterizados níveis estratigráficos com salinidade abaixo da normal, a partir do registro de corais anermatípicos (FERNANDES, 1981) associados a crustáceos decápodes e, decisivamente, às espécies *Balanus eburneus* e *B. improvisus*, cirrípedes balanomorfos de pequeno tamanho, que suportam índices de valores absolutos entre 16 e 18‰ (TÁVORA & PONTES, 2002).

Pelo exposto, observa-se que a caracterização ambiental da ecofácies Capanema sugerida pelo seu conteúdo fóssil, está em concordância com o ambiente de vida atribuído para os cirrípedes atuais, que vivem preferencialmente em biótopos de águas rasas com salinidade normal a abaixo da normal, em clima tropical.

As feições sedimentológicas, estratigráficas e tafonômicas reconhecidas nos cirrípedes balanomorfos e na rocha que os contém permitiram supor que a concentrção fossilífera em questão é parautóctone (KIDWELL & BOSENCE, 1991), tendo sido acumulada por ação de ondas de tempestade (FÜRSICH & OSCHMANN, 1993), configurando-se em um evento de mortandade em massa.

A boa e tridimensional preservação em posição de vida, o baixo grau de fragmentação, a coexistência de indivíduos pertencentes a diferentes estágios ontogenéticos, assim como o não reconhecimento de evidências de transporte (em 92% dos constituintes da tafocenose), abrasão, bioerosão e incrustação comprovam esta hipótese. Além disso a preservação do biócromo em alguns exemplares representa outro forte argumento para supor que os indivíduos tiveram morte catastrófica por terem sofrido soterramento rápido.

Os elementos agrupados na classe tafonômica 1 foram provavelmente preservados em depósitos abaixo do nível de base das ondas de tempestade, por se tratarem de indivíduos sésseis da epifauna, cuja preservação *in situ* implica necessariamente na ausência de correntes de fluxos junto ao substrato.

TÁVORA *et al.* (2002), em estudos tafonômicos dos crustáceos decápodes procedentes deste mesmo afloramento da Formação Pirabas, reconheceram igualmente que a tafocenose de braquiúros foi gerada por um evento de mortandade em massa. As evidências encontradas nos cirrípedes balanomorfos confirmam esta hipótese.

REFERÊNCIAS

ACKERMANN, F.L., 1964. Geologia e fisiografia da região Bragantina (Estado do Pará). **Cadernos da Amazônia**, Manaus, **2**:1-90.

ACKERMANN, F.L., 1969. **Esboço para a Geologia entre a cidade de Belém – rio Gurupi e Atlântico – rio Guamá**. Belém: Imprensa Universitária, Universidade Federal do Pará, 79p.

ACKERMANN, F.L., 1976. **A Formação Pirabas, sua evolução e interpretação**. Belém: Imprensa Universitária, Universidade Federal do Pará, 83p.

ALMARAZ, J.S.U., 1977. **Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas, Estado do Pará**. Porto Alegre, 198p. Tese (Doutorado em Geociências) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ALMARAZ, J.S.U. & FORMOSO, M.L.F., 1971. Contribuição ao ambiente da Formação Pirabas-mineralogia das argilas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais**, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.247-265.

BEURLEN, K., 1958. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. -Um balanomorfo da Formação Pirabas. II (Arthropoda-Crustacea). **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série, Geologia**, Belém, **6**:1-6.

BRITO, I.M., 1972. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Sobre um balanomorfo da Formação Pirabas (Crustacea-Cirripedea). **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série, Geologia**, Belém, **18**:1-3.

BRITO, I.M., 1977a. Novas ocorrências de cirrípedes balanomorfos na Formação Pirabas, Mioceno Inferior do Pará. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **49**(2):353.

BRITO, I.M., 1977b. Novas ocorrências de cirrípedes balanomorfos na Formação Pirabas, Mioceno Inferior do Estado do Pará. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **49**(3):465-468.

COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA JUNIOR, P.S. & COSTA, M.L., 1993. Evolução Cenozóica da Região de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará. **Geociências**, Rio Claro, **12**(2):373-396.

DUARTE, L., 1967. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. A flórula fóssil da Formação Pirabas. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1., 1967, Belém. **Atas**, Belém. v.1 (Geociências), p.145-149.

FARRAPEIRA-ASSUNÇÃO, C.M., 1990. **Taxonomia e considerações ecológicas dos Cirripedia Balanomorpha do estuário do rio Paripe (ilha de Itamaracá - PE - Brasil)**. Recife, 380p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Biológica) - Curso de Mestrado em Oceanografia Biológica, Universidade Federal de Pernambuco.

FERNANDES, A.C.S., 1981. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Um novo *Flabellum* (Anthozoa-Scleractinia) na Formação Pirabas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série, Geologia**, Belém, **24**:1-7.

FERNANDES, J.M.G., 1988. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais**, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. v.6, p.2376-2382.

FERNANDES, J.M.G. & TÁVORA, V.A., 1990. Estudo dos foraminíferos da Formação Pirabas procedentes do furo CB-UFPa-P1(85), município de Capanema, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais**, Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Nordeste. v.1, p.470-475.

FERREIRA, C.S., 1966. Características lito-paleontológicas da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 6., 1966, Belém. **Anais**, Rio de Janeiro: **Avulsos da Divisão de Geologia e Mineralogia**, **41**:101-111.

FERREIRA, C.S., 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), N e NE do Brasil, com as Formações Chipola e Tampa da península da Flórida, USA. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1., 1980, Buenos Aires. **Atas**, Buenos Aires: Associacion Paleontologica Argentina. Tomo 3, p.49-55.

FERREIRA, C.S., 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., 1982, Belém. **Anais**, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. v.1, p.84-88.

FERREIRA, C.S. & CASSAB, R.C.T., 1985. Implicações faciológicas da família Pectinidae (Mollusca-Bivalvia) da Formação Pirabas, Oligo-Mioceno do norte e nordeste do Brasil. In: **Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, MME-DNPM**, Série Geologia Nº 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia Nº2, p.205-209.

FERREIRA, C.S & CUNHA, O.R., 1957. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Notas sobre a Formação Pirabas com a descrição de novos invertebrados fósseis. I. (Mollusca- Gastropoda). **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série Geologia**, Belém, **2**:1-61.

FERREIRA, C.S. & FRANCISCO, B.H.R., 1988. As relações da Formação Pirabas (Oligoceno- Mioceno), com as formações continentais terciárias no NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais**, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte. v.2, p.761-764.

FERREIRA, C.S.;VICALVI, M.A. & MACEDO, A.C.M., 1981. Nota sobre a seqüência sedimentar ao sul do rio Guamá, Estado do Pará. Evidências do Oligo-Mioceno marinho, através dos resultados preliminares da sondagem feita em Vila Mãe do Rio ("48"), BR-010, município de Irituia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **53**(1):208-209.

FERREIRA-PENNA, D.S., 1876. Breve notícia sobre os sambaquis do Pará. **Archivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, **1**:85-89.

FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P.; SILVA, O.F. & SILVA, G.G., 1971. Contribuição à Geologia da Folha de São Luís (SA-23) no Estado do Pará. III-Estratigrafia. IV- Recursos Minerais. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série Geologia**, Belém, **17**:1-40.

FÜRSICH, F.T. & OSCHMANN, W., 1993. Storm slell beds as tools in basin analysis: the Jurassic Kachchh, western India. **Journal of the Geological Society of London**, London, **150**:169-185.

GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R. & TOLEDO, P.M., 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra**, Belém, **2**:3-15.

HENRY, D.P. & McLAUGHLIN, P.A., 1975. The barnacles of the *Balanus amphitrite* complex (Cirripedia - Thoraxica). **Zoologische Verhandelingen**, Leiden, **141**:1-254.

HENRY, D.P. & McLAUGHLIN, P.A., 1986. The recent species of *Megabalanus* (Cirripedia: Balanomorpha) with special emphasis on *Balanus tintinnabulum* (Linnaeus) *sensu lato*. **Zoologische Verhandelingen**, Leiden, **235**:1-69.

HOLLINGWORTH, N.T.J. & BARKER, M.J., 1991. Colour pattern preservation in the fossil record: taphonomy and diagenetic significance. In: DONOVAN, S.K. (Ed.) **The processes of fossilization**, New York: Columbia University Press, p.105- 119.

KIDWELL, S.M. & BOSENCE, D.W.J., 1991. Taphonomy and time- averaging of marine shelly faunas. In: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E. (Eds.) **Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record**. New York, **Topics in Geobiology**, Plenum Press, p.115- 209.

KIDWELL, S.M. & HOLAND, S.M., 1991. Field description of coarse bioclastics fabrics **Palaios**, Tulsa, **6**:426-434.

KIDWELL, S.M.; FURSICH, F.T. & AIGER, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentration. **Palaios**, Tulsa, **1**:228-238.

KLEIN, C. & SIMÕES, M.G., 1998. Tafonomia de pelecípodes da Formação Teresina (Permiano), Tiaraju, RS, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **70**(3):617-625.

MAURY, C.J., 1925. **Fósseis terciários do Brasil com descrição de novas formas cretáceas**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Monografia 4. 665p.

MENDES, J.C., 1988. **Paleontologia Básica**. São Paulo: T.A. Queiroz Editor/EDUSP, 347p.

NEWMAN, W.A.; ZULLO, V.A. & WITHERS, T.H., 1969. Cirripedia. In: MOORE, R.C. (Ed.) **Treatise on Invertebrate Paleontology**, Arthropoda 4, v.1, Part R. New York: The Geological Society of America and the University of Kansas, p.R206-R295.

PETRI, S., 1957. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo**, São Paulo, **216**(16):1-79.

RODRIGUES, S.C.; SIMÕES, M.G. & LEME, J.M., 2003. Tafonomia comparada dos Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, Brasília, **33**(4):379-388.

RYLAND, J.S., 1970. **Bryozoans**. London: Hutchinson University Library, 175p.

SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N. & CASTRO, J., 1971. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da foz do rio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais**, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. v.3, p.189-202.

SIMÕES, M.G. & HOLZ, M., 2000. Tafonomia: processos e ambientes de fossilização. In: CARVALHO, I.S. (Ed.) **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Editora Interciência. p.19-45.

STANLEY, S.M., 1970. Relation of shell form to life habitats in the Bivalvia (Mollusca). **Geological Society of America Memoir**, Boulder, **125**:1-296.

SOUTHWARD, A.J., 1975. Intertidal and shallow water Cirripedia of the Carribbean. **Studies on the Fauna of Curaçao and Others Caribbean Islands**, Mexico, **50** (163):1-55.

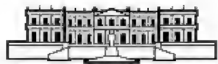
TÁVORA, V.A. & FERNANDES, J.M.G., 1999. Estudio de los foraminíferos de la Formación Pirabas (Mioceno Inferior), Estado de Pará, Brasil y su correlación com faunas del Caribe. **Revista Geológica de America Central**, San Jose, **22**:63-74.

TÁVORA, V.A. & PONTES, K.G.A., 2002. Paleoecologia dos cirrípedes balanomorfos da Formação Pirabas (Eomioceno) – Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais**, João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia. v.1, p.683.

TÁVORA, V.A.; MESQUITA, N.; SOUZA, S.R.; CACELA, A.S.M. & TEIXEIRA, S.G., 2002. Sistemática e tafonomia dos crustáceos decápodes da ecofácies Capanema da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará, **Revista Brasileira de Geociências**, Brasília, **32**(2):223-230.

TORELLO, F.F. & SIMÕES, M.G., 1994. Características tafonômicas da assembléia de *Pinzonella illusa* Reed, Formação Corumbataí (Neopermiano), Bacia do Paraná, Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **17**(39/ 1):159-173.

YOUNG, P.S., 1994. Superfamily Balanoidea Leach (Cirripedia, Balanomorpha) from the Brazilian coast. **Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Zoologia**, Rio de Janeiro, **356**:1-36.



Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.471-494, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

ESTÁGIO ATUAL DA PALEOARTROPODOLOGIA BRASILEIRA: HEXÁPODES, MIRIÁPODES, CRUSTÁCEOS (ISOPODA, DECAPODA, EUCRUSTACEA E COPEPODA) E QUELICERADOS [1]

RAFAEL GIOIA MARTINS NETO [2]

RESUMO: A presente contribuição fornece um panorama do estágio atual sobre o conhecimento da paleoartropodologia brasileira, abordando insetos, miriápodes e grupos selecionados de crustáceos e aracnídeos (Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico).

Palavras-chave: Paleoartropodologia brasileira. Paleozóico. Mesozóico. Cenozóico.

ABSTRACT: Overview of the Brazilian Paleoarthropodology: insects, crustaceans (Isopoda, Decapoda, Eucaridea, and Copepoda), and cheliceratans.

The present contribution presents an overview of the Brazilian paleoarthropodology, focusing on insects, myriapods, and selected groups of representative crustaceans and arachnids (Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic).

Key words: Brazilian Paleoarthropodology. Paleozoic. Mesozoic. Cenozoic.

INTRODUÇÃO

O principal objetivo deste trabalho é fornecer uma lista taxonômica atualizada dos principais grupos de artrópodes representados em depósitos sedimentares brasileiros, bem como uma lista bibliográfica o mais completa possível. Este trabalho exclui referências não confirmadas e/ou de material que não tenha recebido tratamento taxonômico formal, de acordo com as regras do Código de Nomenclatura Zoológica. Listas de sinonímias, ou *nomina nuda* são omitidas, estando representadas as últimas revisões efetuadas, em todas as categorias taxonômicas. Não fazem parte do escopo do presente levantamento, os trilobitas, ostrácodes e conchostráceos.

A despeito de antigos e recentes levantamentos terem sido efetuados, como por exemplo, MARTINS NETO (1987a, 1989a, 1999b), PETRULEVICIUS & MARTINS NETO (2000) e WÜRDIG, PINTO & ADAMI-RIDRIGUES (1998), a presente contribuição representa um considerável avanço sobre o conhecimento dos grupos selecionados, mesmo levando-se em consideração o pequeno intervalo decorrido entre os últimos levantamentos. A título de exemplo, tomando como base a paleoentomofauna da Formação Santana (Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe), em MARTINS NETO (1987a) foram listadas três espécies nominadas e formalmente descritas; em MARTINS NETO (1999b) esse número se elevou a 183 e, no presente levantamento, 278 (um aumento de cerca de 50%). Para o Terciário a situação é a mesma: no levantamento de MARTINS NETO (1987a), o número de insetos descritos era de apenas um; no de MARTINS NETO (1999b), o número se eleva a 41 e, no presente levantamento, 56 (cerca de 36% a mais). Os dados refletem que a pesquisa paleoartropodológica brasileira está em franco desenvolvimento e que muito ainda há por ser feito, por muitas décadas vindouras.

A PALEOENTOMOFAUNA BRASILEIRA

Paleozóico

O registro fossilífero do Paleozóico brasileiro concentra-se na Bacia do Paraná, distribuídos em dez localidades correspondentes, principalmente, a afloramentos das Formações Irati e Teixeira Soares, nos estados de Mato Grosso, São Paulo, Paraná e Rio Grande do Sul, com pelo menos 20 espécies descritas (PETRI, 1945; MEZZALIRA, 1948; PINTO, 1972; 1987a, b; 1991; PINTO & ORNELLAS, 1978; 1980; 1981; PINTO & PURPER, 1978; 1979; PINTO & ADAMI-RODRIGUES, 1995, 1998; SCHNEIDER, 1983; RÖSLER, ROHN & ALBAMONTE, 1981; MARTINS NETO, 1996b;

[1] Submetido em 16 de abril de 2004. Aceito em 22 de julho de 2005.
[2] Universidade Guarulhos, Sociedade Brasileira de Paleoartropodologia (SBPr). Rua Arnaldo Vitaliano, 150, apto. 81, Ribeirão Preto, 14091-220, SP, Brasil. E-mail: martinsneto@terra.com.br.

WÜRDIG, PINTO & ADAMI-RODRIGUES, 1998). Pesquisas em andamento (MARTINS NETO *et al.*, 1987;1999; MARTINS NETO *et al.*, 2000; 2004) revelam mais novos táxons para o Paleozóico Brasileiro: uma nova família e seis novos gêneros e espécies de insetos, sendo uma espécie para a localidade de Monte Mor, outra para Cerquilho (ambas para o Carbonífero do Estado de São Paulo, Grylloblattida), três para Mafra (Carbonífero do Estado de Santa Catarina, respectivamente um Blattoptera e dois outros Grylloblattida), uma para a região de Piracicaba (Permiano do Estado de São Paulo, Formação Irati, Auchenorrhyncha). As espécies formalmente descritas são disponíveis na tabela 1.

TABELA 1. Sumário da paleoentomofauna paleozóica brasileira.

Ordem	Família	Espécies
Monte Mor, Bacia do Paraná (Carbonífero do Estado de São Paulo)		
Grylloblattida		Gen. et sp.n., Martins Neto, em prep.
Boituva, Bacia do Paraná (Carbonífero do Estado de São Paulo)		
Grylloblattida	Narkeminoidea	*Proedischia mezzalirai* Pinto & Ornellas, 1978
		Cacurgulopsis sanguinettiae Pinto & A.Rodrigues, 1995
		Irajanarkemina rohdendorfi (Pinto & Ornellas, 1978)
		Carpenteroptera rochacamposi (Pinto & Ornellas, 1978)
		Paranarkemina martinsnetoi Würdig *et al.*, 1998
Cerquilho, Bacia do Paraná (Carbonífero do Estado de São Paulo)		
Grylloblattida		Gen. et sp.n., Martins Neto, em prep.
Formação Teixeira Soares, Bacia do Paraná (Carbonífero do Estado do Paraná)		
Blattoptera	Archimylacridae	*Anthracoblattina oliveirai* (Carpenter) Schneider, 1983
		Phylloblatta langei Pinto & Purper, 1979
		Phylloblatta sommeri Pinto & Purper, 1979
		Phylloblatta roxoi Petri, 1945
		Phylloblatta pauloi Mezzalira, 1948
Mafra, Bacia do Paraná (Carbonífero do Estado de Santa Catarina)		
Blattoptera		Gen. et. sp.n. Pinto & Sedor, em prep.
Grylloblattida		Gen. et sp.n., Martins Neto, em prep.
Anitápolis, Bacia do Paraná (Carbonífero do Estado de Santa Catarina)		
Grylloblattida	Carpenteropteridae	*Carpenteroptera onzii* Pinto, 1990
Formação Irati, Bacia do Paraná (Permiano do Estado de São Paulo)		
Odonatoptera		*Gondwanoptilon brasiliensis* Rosler *et al.*, 1981, M-N, 96
Auchenorrhyncha		Gen. et sp.n., Martins Neto, em prep.
Formação Irati, Bacia do Paraná (Permiano do Rio Grande do Sul)		
Blattoptera	Archimilacridae	*Aissoblatta* sp. Pinto, 1972
Hemiptera	Dysmorphoptilidae	*Prosbolecicada gondwanica* Pinto, 1987
	Prosbolidae	*Prosbole iratiensis* Pinto, 1987
	Fugoringruidae	*Fulguringruo kukalovae* Pinto, 1990
	Pereboridae	*Gondwanoptera capsii* Pinto & Ornellas, 1981
Coleoptera	Permocupedidae	*Kaltanicupes ponomarenkoi* Pinto, 1987
		Protocupoides rohdendorfi Pinto, 1987
Neuroptera	Permithonidae	*Permipsythone panfilovi* Pinto & Ornellas, 1980
Mecoptera	Permochoristidae	*Petromantis rieki* Pinto, 1972
		Petromantis evansi Pinto, 1972
		Asiachorista beckermigdisovae, Pinto 1972

A sistemática dos assim denominados insetos ortopteróides, está longe de ser consensual, tendo experimentado mudanças consideráveis durante as últimas décadas, como apontado por STOROZHENKO (1997). Muitos grupos artificiais como "Protorthoptera", "Paraplecoptera" e "Protoperlaria", são ainda utilizados na literatura, causando muita confusão sistemática e sem nenhum respaldo filogenético.

Dentro da antiga denominação "Paraplecoptera", estavam abrigados sete grupos, dentre eles Cacurgidea, que inclui as famílias Cacurgidae, Narkemidae e Omaliidae. Sharov (segundo STOROZHENKO, 1997), havia proposto a divisão da ordem Paraplecoptera em seis superfamílias, entre elas Cacurgidea, incluindo as mesmas três famílias. Rasnitsyn (segundo STOROZHENKO, 1997) inclui Narkemidae dentro de Grylloblattida Walker e STOROZHENKO (1997) considera Narkemidae como sendo insetos *incertae sedis* e inclui Narkeminidae em Grylloblattida. Posteriormente, RASNITSYN (2002), sinonimiza Narkemidae com Eoblattidae.

PINTO (1990) descrevendo *Carpenteroptera onzi* apontou similaridades entre essa espécie e a previamente descrita *Narkemina rochacamposi* Pinto & Ornellas, 1978, sugerindo um novo gênero para esta, dentro da família Carpenteropteridae. MARTINS NETO *et al.* (2004), consideram ambas espécies como pertencentes ao gênero *Carpenteroptera*, e efetuam ampla revisão da fauna paleozóica sul-americana, cujos resultados estão presentes na tabela 1. *Proedischia mezzalirai* Pinto & Ornellas, 1978, proveniente do Carbonífero brasileiro, originalmente considerada como Orthoptera é removida ao complexo Narkeminoidea, sendo grupo-irmão de Cacurgoidea.

Narkeminidae, nome de família proposto para *Narkemina* Martynov e gêneros afins, possui vários problemas nomenclaturais históricos, porque inicialmente foi apresentado como Narkemocacurgidae por PINTO & ORNELLAS (1978), um nome inválido porque não deriva do gênero-tipo *Narkemina*, como deveria ser. Esse descuido foi corrigido por PINTO & ORNELLAS (1990), mudando o nome agora corretamente para Narkeminidae. De qualquer forma, os caracteres diagnósticos não haviam sido discutidos até a revisão de STOROZHENKO (1997), propondo a designação Narkeminidae como sendo nova, desconhecendo a mesma proposta anterior de PINTO & ORNELLAS (1990). Pelo princípio de prioridade nomenclatural, o crédito do nome Narkeminidae é devido a PINTO & ORNELLAS (1990).

Para sedimentos do Carbonífero brasileiro são conhecidas as espécies *Narkemina rohdendorfi* Pinto e Ornellas, 1978, *Narkemina rochacamposi* Pinto e Ornellas, 1978 e *Paranarkemina martinsnetoi* Pinto, 1998 (ver Tab.1). Mais recentemente, MARTINS-NETO (no prelo 2) remove *N. rohdendorfi* para novo gênero, *N. rochacampsosi* para o gênero *Carpenteroptera* Pinto e *Cacurgulopsis* Pinto dos Cacurgidae para uma nova família de Narkeminoidea.

Mesozóico

A ocorrência de insetos mesozóicos no Brasil abrange o Período Triássico, representado nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, na Bacia do Paraná (PINTO, 1956; PINTO & ORNELLAS, 1974; MARTINS NETO & ROHN, 1996; HUGHET *et al.*, 2000 e MARTINS NETO, GALLEGO & MELCHOR, 2003), com apenas três espécies conhecidas (Tab.2) e o Cretáceo Inferior, representado nos estados do Maranhão (Formação Codó), Ceará (Formação Santana) e Minas Gerais (Formação Areado). Mais de trezentas espécies já foram formalmente descritas.

A paleoentomofauna da Formação Santana, mais precisamente proveniente do Membro Crato, é uma das mais abundantes e diversificadas que se tem conhecimento no registro geológico. Estão ali representadas as ordens Diplura, Ephemeroptera, Odonatoptera, Ensifera, Caelifera, Phasmatoptera, Auchenorrhyncha, Heteroptera, Coleorrhyncha, Hymenoptera, Isoptera, Blattoptera, Dermaptera, Diptera, Trichoptera, Lepidoptera, Coleoptera, Raphidioptera, Megaloptera, Neuroptera e Mecoptera (DEMOULIN, 1955; PINTO, 1989; PINTO & PURPER, 1986; BRITO, 1987; VULCANO & PEREIRA, 1987; MARTINS NETO, 1987a, c, 1988, 1989b, c, 1990a, b, c, 1991a, b, c, 1992a, b, c, 1994, 1995a, b, 1996a, 1997a, b, 1998a, b, c, d, e, 1999a, b, 2000a, b, 2001a, b, 2002a, b, 2003a, b, no prelo 1, 2, 3; MARTINS NETO & CALDAS, 1990, 1994; MARTINS NETO & GODOI, 1999; MARTINS NETO & NEL, 1992; MARTINS NETO *et al.*, 1992a, 1999; MARTINS NETO & SANTOS, 1994; MARTINS NETO & VULCANO, 1989a, b, c, d, e; 1990a, b; 1997; MARTINS NETO *et al.*, no prelo 2; BRANDÃO, MARTINS NETO & VULCANO, 1989; CARLE & WIGHTON, 1990; DARLING & SHARKEY, 1990; GRIMALDI, 1990; HAMILTON, 1990; KRISHNA, 1990; McCAFFERTY, 1990; POPHAM, 1990; NEL & ESCUILLÉ, 1994; NEL & PAICHELLER, 1992, 1994; NEL & POPOV, 2000; NEL, SEMERIA & MARTINS NETO, 1990; NELL *et al.*, 1998; WILLMANN, 1994; MARTILL &

NEL, 1996; UEDA, 1997; BECHLY, 1998; VRSANKY, 1999; RIBEIRO & MARTINS NETO, 1999; MAZZAROLO & AMORIM, 2000; MENDES, 2000; HEATHER & MARTILL, 2001; ZAMBONI, 2001; ZAMBONI, MARTINS NETO & POPOV, 2002; PÉREZ-GOODWYN, 2002; PETRULEVICIUS & MARTINS NETO, 2001a, b; RIBEIRO & KRZEMINSKI, 2000; ZHERICHIN & GRATSHEV, 2004; MENON, MARTINS NETO & MARTILL, no prelo 1).

Até o presente momento, a distribuição da paleoentomofauna revela que os grupos melhor representados são os Hemipteroida (Auchenorrhyncha + Coleorrhyncha + Heteroptera), com 62 espécies descritas (22%), Orthopteroida (Ensifera + Caelifera + Phasmatoptera), com 62 (22%), Neuropteroida (Neuroptera + Raphidioptera + Megaloptera), com 59 (21%), Paleoptera (Odonatoptera + Ephemeroptera), com 39 (14%), Blattopteromorha (Blattoptera + Isoptera + Dermaptera), com 19 (7%), Amphiesmenoptera (Trichoptera + Lepidoptera), com 12 (4%), Hymenoptera com dez (4%), Coleoptera com oito espécies (3%) e Antliophora (Diptera + Mecoptera) com seis (2%).

Para a Formação Codó (Cretáceo Inferior do Maranhão), apenas duas espécies foram formalmente descritas (PINTO & ORNELLAS, 1974) e para a Formação Areado (Cretáceo Inferior de Minas Gerais), apenas uma (MARTINS-NETO, 2001a). Ambas as localidades são altamente promissoras em termos de novas descobertas de insetos. Um resumo de todas as espécies conhecidas para o Cretáceo brasileiro, é fornecido na tabela 3.

Os representantes terciários da paleoentomofauna brasileira estão restritos a pequenas bacias isoladas na região sudeste do País: Bacia de Taubaté, no Estado de São Paulo (formações Tremembé e Pindamonhangaba) e bacias de Fonseca, de Gandarella e de Aiuruoca, todas no Estado de Minas Gerais. Cerca de 56 espécies foram formalmente descritas. (EMERSON, 1965; PINTO, 1991; MARTINS NETO, 1989d, 1993, 1997c, d, 1998f, h, 1999c; 2001a; MARTINS NETO, no prelo 2, 3; MARTINS NETO *et al.*, 1992b; PETRULEVICIUS & MARTINS NETO, 2000, 2001; MENDES & PINTO, 2001; MARTINS NETO & MENDES, 2002). O resumo de todas as espécies formalmente descritas é fornecido na tabela 4.

A PALEOMIRIAPODOFAUNA BRASILEIRA

Para o Mesozóico, apesar de raros registros de miriápodes, três espécies são conhecidas para o Cretáceo Inferior do nordeste do Brasil (Formação Santana, Bacia do Araripe): *Velocipede betimari* MARTILL & BARKER (1998), *Fulmenocursor tenax* WILSON (2001) e *Cratoracrinus oberlii* WILSON (2003), todas atribuíveis aos Chilopoda e, tentativamente, à família Scolopendridae e outra espécie atribuída aos escolopendromorfos foi recentemente descrita por MENON *et al.* (2003), proveniente dos mesmos afloramentos .

A PALEOISOPODOFAUNA BRASILEIRA

Isópodes fósseis são ainda muito escassos no território brasileiro, sendo conhecidas apenas cinco espécies para a Formação Tatuí (Permiano do Estado de São Paulo), uma para a Formação Irati (Permiano do Estado de São Paulo), uma para a Formação Açú (Cretáceo Superior do Estado do Rio Grande do Norte), e uma para a Formação Tremembé (Oligoceno do Estado de São Paulo). Um resumo do material formalmente descrito é fornecido na tabela 5 (DUARTE & SANTOS, 1962; MEZZALIRA & MARTINS NETO, 1992; e MARTINS NETO, 2001b; no prelo 2).

TABELA 2. Sumário da paleoentomofauna triássica brasileira.

ORDEM	FAMILIA	ESPECIES
Formação Rio do Rastro (proximidades de Poço Preto, Santa Catarina, Bacia do Paraná)		
Auchenorrhyncha	Prosbolidae	*Prosbolidinella riorastensis* Martins Neto & Rohn, 1996
Formação Santa María (Passo das Tropas, Rio Grande do Sul, Bacia do Paraná)		
Trichoptera	Indeterminada	*Sanctipaulus mendesi* Pinto, 1956
Blattoptera		*Triassoblatta cargini* Pinto & Ornellas, 1974

TABELA 3. Sumário da paleoentomofauna cretácea brasileira.

ORDEM	FAMÍLIA	ESPÉCIES
Formação Santana (Bacia do Araripe, Cretáceo Inferior)		
Odonatoptera	Araripegomphidae	*Araripegomphus cretacicus* Nel & Paicheller, 1994
		Araripegomphus andreneli Bechly, 1998
	Araripelibellulidae	*Araripelibellula martinsnetoi* Nel & Paichelle, 1994
		Cratocordulia borschkewitzi Bechly, 1998
	Araripephlebiidae	*Araripephlebia mirabilis* Bechly, 1998
	Aeschnidiidae?	*Conan barbarica* Martins Neto, 1996
	Cretapetaluridae	*Cretapetalura brasiliensis* Nel *et al.*, 1998
	Proterogomphidae	*Cordulagomphus fenestralis* Carle & Wighton, 1990
		Cordulagomphus santanensis Carle & Wighton, 1990
		Cordulagomphus tuberculatus Carle & Wighton, 1990
		Gomphaeschnoides obliqua Carle & Wighton, 1990
		Procorduligomphus xavieri Nel & Escuillé, 1994
		Procorduligomphus senckenbergi Bechly, 1998
	Euarchistigmatidae	*Parahemiphlebia cretacica* Jarzembowski *et al.*, 1998
	Hemiphlebiidae	*Eoprotoneura hyperstigma* Carle & Wighton, 1990
		Euarchistigma atrophium Carle & Wighton, 1990
		Cretarchistigma essewini Bechly, 1998
	Aeschnidae	*Notomacromia sensibilis* Carle & Wighton, 1990
		Santanoptera gabbotti Martill & Nell, 1996
		Wightonia araripina Carle & Wighton ,1990
Ephemeroptera	Hexagenitidae	*Cratogenites corradiniae* Martins Neto, 1996
		Cratogenitoides delclosi Martins Neto, 1996
		Protoligoneuria limai Demoulin, 1955
		Paleobaetodes costalimai Brito, 1987
		Paleobaetodes britoi Martins Neto, 1996
	Siphlonuridae	*Costalimella nordestina* Martins Neto, 1996
		Costalimella zucchii Zamboni, 2001
		Siphgondwanus occidentalis McCafferty, 1990
	Euthyplociidae	*Pristiplocia rupestris* McCafferty, 1990
	Oligoneuriidae	*Cratoligoneuriella leonardii* Martins Neto, 1996
		Cratoligoneuriella ninae Martins Neto, 2002
		Colocrus indivicum McCafferty, 1990
	Potamanthidae	*Olindinella gracilis* Martins Neto & Caldas, 1990
	Polymitarcidae	*Caririnympha mandibulata* Martins Neto & Caldas, 90
	Ephemeridae	*Cratonympha microcelata* Martins Neto & Caldas, 90
		Australephemera revelata McCafferty, 1990
	Incerta	*Caririephemera marquesi* Zamboni, 2001
Blattoptera	Mesoblattinidae	*Mesoblattina limai* Pinto & Purper, 1986
		Mesoblattinopsis schneideri Pinto, 1989
	Umenocoleidae	*Panopterix axelrodi* Vrsansky & Grimaldi, 1999
Ensifera	Baissogryllidae Sharategiinae	*Caririgryllus elongatus* Martins Neto, 1991
		Caririgryllus pilosus Martins Neto, 1991
		Caririgryllus arthaudi Martins Neto, 1991
		Caririgryllus mesai Martins Neto, 1991
		Caririgryllus brevipterus Martins Neto, 2002

Continua...

...continuação

ORDEM	FAMÍLIA	ESPÉCIES
	Formação Santana (Bacia do Araripe, Cretáceo Inferior)	
Ensifera	Baissogryllidae Bontzaganiinae	*Cearagryllus monstruosos* Martins Neto, 1991
		Cearagryllus robustus Martins Neto, 1991
		Cearagryllus gorochovi Martins Neto, 1991
		Cearagryllus perforatorius Martins Neto, 1991
		Cearagryllus poliacanthus Martins Neto, 1991
		Cearagryllus microcephalus Martins Neto, 1991
		Cearagryllus revelatus Martins Neto, 1998
		Cearagryllus previstus Martins Neto, 1998
		Santanagryllus hesselae Martins Neto, 1991
		Castillogryllus complicatus Martins Neto, 1995
		Notocearagryllus dutrae Martins Neto, 1998
		Notocearagryllus leipnitzi Martins Neto, 2002
	Baissoryllidae Olindagryllinae	*Olindagryllus obliteratus* Martins Neto, 1998
		Olindagryllus rotundus Martins Neto, 1998
	Gryllidae Gryllospeculinae	*Araripegryllus camposae* Martins Neto, 1987
		Araripegryllus femininus Martins Neto, 1991
		Araripegryllus marianoi Martins Neto, 1991
		Araripegryllus nanus Martins Neto, 1991
		Araripegryllus serrilhatus Martins Neto, 1991
		Araripegryllus spinosus Martins Neto, 1991
		Brontogryllus excelsus Martins Neto, 1991
		Cratogryllus pentagonalis Martins Neto, 1991
		Cratogryllus guimaraesae Martins Neto, 1991
		Cratogryllus ciguelli Martins Neto, 1991
		Nanoararipegryllus pigamaeus Martins Neto, 2002
	Gryllotalpidae	*Archaeogryllotalpoides ornatus* Martins Neto, 1991
		Palaeoscapteriscopsis cretacea Martins Neto, 1991
		Cratotetraspinus fossorius MartinsNeto, 1995
	Hagloidea	*Cratohaglopsis santanaensis* Martins Neto, 1991
		Kevania araripensis Martins Neto, 1991
	Elcanidae	*Cratoelcana damianii* Martins Neto, 1991
		Cratoelcana zessini Martins Neto, 1991
	Indeterminada	*Brauckmannia groenigae* Martins Neto, 2002
Caelifera	Locustopsidae Locustopsinae	*Cratozeunerella neotropica* Martins Neto, 1998
		Cratozeunerella amedegnatoi Martins Neto, 1998
		Cratozeunerella godoii Martins Neto, 2002.
		Cratozeunerella nervosa Martins Neto, 2002
		Cratozeunerella soaresi Martins Neto, 2002
		Cratozeunerella titanella Martins Neto, 2002
	Locustopsidae Cratolocustopsinae	*Cratolocustopsis cretacea* Martins Neto, 2002
		Cratolocustopsis araripensis Martins Neto, 2002
		Cratolocustopsis contumax Martins Neto, 2002
		Zesinia pulcherrima Martins Neto, 1990
		Zessiniacaririensis Martins Neto, 1990
		Zessinia reticulata Martins Neto, 1990
		Zessinia petruleviciusi Martins Neto, 2002
		Zessinia vikingi Martins Neto, 2002
		Zessinia sp. Martins Neto, 2002
Caelifera	Locustopsidae Locustriginae	*Locustrix gallegoi* Martins Neto, 2002
		Locustrix audax Martins Neto, 2002

continua...

...continuação

Ordem	Família	Espécies
	Formação Santana (Bacia do Araripe, Cretáceo Inferior)	
Caelifera	Bouretidae Bouretinae	*Bouretia elegans* Martins Neto, 2001
	Araripelocustopsidae Araripeloc.	*Araripelocusta longinota* Martins Neto, 1995
		Araripelocusta brevis Martins Neto, 1995
	Tridactylidae Cratodactylinae	*Cratodactylus ferreirai* Martins Neto, 1990
		Cratodactylus kellneri Martins Neto, 1990
Phasmatoptera		*Cretophasma araripensis* Martins Neto, 1989
Isoptera	Hodotermitidae	*Meiatermes araripena* Kshna, 1990
		Araripetermes megacephalus Martins Neto, 2002
		Caatingatermes celulosa Martins Neto, 2002
Dermaptera	Labiidae	*Cretolabia cearae* Popham, 1990
		Araripelabia costae Martins Neto, 1990
		Caririlabia brandaoi Martins Neto, 1990
		Lapsoderma araripensis Martins Neto, 2002
		Lapsoderma nordestina Martins Neto, 2002
Hemiptera	Auchenorrhyncha Scherbakoviidae	*Scherbakovia estupefacta* Martins Neto, 2002
		Scherbakovia pusila Martins Neto, 2002
		Anfitritia gondvanica Martins Neto, 2002
	Auchenorrhyncha Achilidae	*Acixiites costalis* Hamilton, 1990
		Acixiites immodesta Hamilton, 1990
	Auchenorrhyncha Lalacidae	*Lalax mutabilis* Hamilton, 1990
		Ancorale flaccidum Hamilton, 1990
		Ancorale aeschmon Hamillton, 1990
		Protodelphax chamus Hamilton, 1990
		Protodelphax macroceps Hamilton, 1990
		Protodelphax rhinion Hamilton, 1990
		Protodelphax miles Hamilton, 1990
		Vulcanoia membranosa Martins Neto, 1988
		Vulcanoia apicalis Hamilton, 1990
		Patulopsis setosa Hamilton, 1990
		Psestocixius delphax Hamilton, 1990
		Psestocixius fuscus Hamilton, 1990
		Pandora parafitopterixia Martins Neto, 2002
		Pandora nervosa Martins Neto, 2002
	Auchenorrhyncha Cicadellidae	*Hallex laticeps* Hamilton, 1990
		Hallex xestocephalus Hamilton, 1990
		Hallex brevipes Hamilton, 1990
		Hallex gracilior Hamilton, 1990
		Hallex gongrogony Hamilton, 1990

continua...

...continuação

ORDEM	FAMÍLIA	ESPÉCIES
	Formação Santana (Bacia do Araripe, Cretáceo Inferior)	
Caelifera	Bouretidae Bouretinae	*Bouretia elegans* Martins Neto, 2001
	Araripelocustopsidae Araripeloc.	*Araripelocusta longinota* Martins Neto, 1995
		Araripelocusta brevis Martins Neto, 1995
	Tridactylidae Cratodactylinae	*Cratodactylus ferreirai* Martins Neto, 1990
		Cratodactylus kellneri Martins Neto, 1990
Phasmatoptera		*Cretophasma araripensis* Martins Neto, 1989
Isoptera	Hodotermitidae	*Meiatermes araripena* Kshna, 1990
		Araripetermes megacephalus Martins Neto, 2002
		Caatingatermes celulosa Martins Neto, 2002
Dermaptera	Labiidae	*Cretolabia cearae* Popham, 1990
		Araripelabia costae Martins Neto, 1990
		Caririlabia brandaoi Martins Neto, 1990
		Lapsoderma araripensis Martins Neto, 2002
		Lapsoderma nordestina Martins Neto, 2002
Hemiptera	Auchenorrhyncha Scherbakoviidae	*Scherbakovia estupefacta* Martins Neto, 2002
		Scherbakovia pusila Martins Neto, 2002
		Anfitritia gondvanica Martins Neto, 2002
	Auchenorrhyncha Achilidae	*Acixiites costalis* Hamilton, 1990
		Acixiites immodesta Hamilton, 1990
	Auchenorrhyncha Lalacidae	*Lalax mutabilis* Hamilton, 1990
		Ancorale flaccidum Hamilton, 1990
		Ancorale aeschmon Hamillton, 1990
		Protodelphax chamus Hamilton, 1990
		Protodelphax macroceps Hamilton, 1990
		Protodelphax rhinion Hamilton, 1990
		Protodelphax miles Hamilton, 1990
		Vulcanoia membranosa Martins Neto, 1988
		Vulcanoia apicalis Hamilton, 1990
		Patulopsis setosa Hamilton, 1990
		Psestocixius delphax Hamilton, 1990
		Psestocixius fuscus Hamilton, 1990
		Pandora parafitopterixia Martins Neto, 2002
		Pandora nervosa Martins Neto, 2002
	Auchenorrhyncha Cicadellidae	*Hallex laticeps* Hamilton, 1990
		Hallex xestocephalus Hamilton, 1990
		Hallex brevipes Hamilton, 1990
		Hallex gracilior Hamilton, 1990
		Hallex gongrogony Hamilton, 1990
		Ovojassus concavifes Hamilton, 1990
		Ovojassus minor Hamilton, 1990
	Auchenorrhyncha Jascopidae	*Proerrhomus rugosus* Hamilton, 1990
		Paracarsonus aphrodoides Hamilton, 1990
		Platyjassites inflatifrons Hamilton, 1990
	Auchenorrhyncha Boreoscytidae	*Megaleurodes megacellata* Hamilton, 1990

continua...

...continuação

ORDEM	FAMÍLIA	ESPÉCIES
	Formação Santana (Bacia do Araripe, Cretáceo Inferior)	
Hemiptera	Auchenorrhyncha Cercopionidae	*Cercopion reticulata* Hamiton, 1990
		Cercopion domestica Martins Neto, 2002
	Auchenorrhyn. Cicadosprosbolidae	*Architettix compacta* Hamilton, 1990
		Carpopodus difficilis Hamilton, 1990
		Kinnarocixius guassus Hamilton, 1990
	Auchenorrhyncha família incerta	*Prolixia perplexa* Martins Neto, 2002
	Paleontinidae	*Parawonnacotella araripensis* Ueda, 1997
		Cratocossus magnus Martins Neto, 1998
	Belostomatidae	*Araripebelostomum martinsnetoi* Nel & Paichler, 1994
		Neponymphes godoii Zamboni, 2001
	Coleorrhyncha Progonomicidae	*Latiscutella santosi* Pinto & Ornellas, Martins Neto & C., 1994
		Cratocoris schechenkoae Martins Neto, Popov & Zamb., 2000
		Cratogocimex popovi Martins Neto, 2002
Neuroptera	Chrysopidae Limaiinae	*Limaia conspicua* Martins Neto & Vulcano, 1988
		Limaia adicotomica Martins Neto,1997
		Araripechrysa magnifica Martins Neto & Vulcano, 1988
	Crysopidae Mesochrysopinae	*Mesypochrysa criptovenata* Martins Neto, 1992
		Mesypochrysa confusa Martins Neto, 1992
	Berothidae	*Araripeberotha martinsi* Martins Neto & Vulcano, 1990
		Caririberotha fairchildi Martins Neto & Vulcano, 1990
	Sisyridae	*Cratosysirops gonzagai* Martins Neto, 1997
	Psychopsidae	*Pulchroptilonia spatifata* Martins Neto, 1997
	Myrmeleontidae Araripeneurinae	*Araripeneura regia* Martins Neto & Vulcano, 1989
		Araripeneura gracilis Martins Neto & Vulcano, 1989
		Blittersdorffia pleoneura Martins Neto & Vulcano, 1989
		Blittersdorffia volkheimeri Martins Neto & Vulcano, 1989
		Blittersdorffia dicotomica Martins Neto, 1990
		Blittersdorffia polyplusia Martins Neto, 1997
		Blittersdorffia pulcherrima Martins Neto & Vulcano, 1997
		Caldasia cretacea Martins Neto & Vulcano, 1989
		Caririneura microcephala Martins Neto & Vulcano, 1989
		Caririneura damianii Martins Neto, 1992
		Caririneura crassatella Martins Neto, 1992
		Caririneura nemopteroides Martins Neto, 2002
		Cratoalloneura acuminata Martins Neto, 1992
		Cratoneura longissima Martins Neto, 1992
		Cratoneura pulchella Martins Neto, 1992
		Cratoneura dividens Martins-Neto, 1994
		Paracaririneura priscila Martins Neto & Vulcano, 1997
		Cratopteryx robertosantosi Martins Neto & Vulcano, 1989
		Bleyeria nordestina Martins Neto, 1995
	Myrmeleontidae Pseudonymphinae	*Pseudonymphes araripensis* Martins Neto & Vulcano, 1989
		Pseudonymphes ponomarenkoi Martins Neto, 1995
		Pseudonymphes brunherottae Martins Neto, 1994
		Pseudonymphes zambonii Martins Neto, 1998

continua...

...continuação

ORDEM	FAMÍLIA	ESPÉCIES
	Formação Santana (Bacia do Araripe, Cretáceo Inferior)	
Neuroptera	Babinskaiidae Babinskaiinae	*Babinskaia pulchra* Martins Neto & Vulcano, 1989
		Babinskaia formosa Martins Neto & Vulcano, 1989
		Neliana maculata Martins Neto, 1992
		Neliana impolluta Martins Neto, 1997
	Ascalaphidae	*Karenina breviptera* Martins Neto, 1997
		Cratoscalapha electroneura Martins Neto & Vulcano, 1997
	Palaeoleontidae Palaeoleontinae	*Neurastenyx araripensis* Martins Neto, 1992
		Neurastenyx gigas Martins Neto & Vulcano, 1997
		Neurastenyx polyhymnia Martins Neto, 1997
		Paraneurastenyx ascalaphix Martins Neto, 1998
	Nemopteridae Roeslerianinae	*Roesleriana exotica* Martins Neto & Vulcano, 1989
	Nemopteridae Cratonemopteriginae	*Cratonemopteryx audax* Martins Neto, 1995
		Cratonemopteryx robusta Martins Neto & Vulcano, 1989
		Cratonemopteryx speciosa Martins Neto & Vulcano, 1997
	Nemopteridae Krikaiinae	*Krila pilosa* Martins Neto, 1992
	Makarkinidae	*Makarkinia adamsi* Martins Neto, 1995
Raphidioptera	Raphidiodea	*Austroraphidia brasiliensis* (Nel &M-N) Willmann, 1994
		Arariperaphidia rochai Martins Neto & Vulcano, 1989
		Arariperaphidia sp. Martins Neto, 2002
		Cratoraphidia pulchra Martins Neto & Nel, 1992
		Caririraphidia sertaneja Martins Neto, 2002
		Caririraphidia? reticulata Martins Neto, 2002
Megaloptera		Gen. et sp. n. Martins Neto, 1999
Coleoptera	Staphilinidae	*Cariridermа pilosa* Martins Neto, 1990
		Cratophyllina minuscula Martins Neto, 2002
	Carabidae	*Alexcarabus megagnathus* Martins Neto, 2002
	Pirochoidae	*Cretaceomelittomoides araripensis* Vulcano & P.,1987
Hymenoptera	Formicidae	*Cariridres bipetiolata* Brandão & Martins Neto, 1989
	Scoliidae	*Cretaproscolia josai* Rasnitsyn & Delclòs, 1999
	Tiphidae	*Architipia rasnitsyni* Darling & Sharkey, 1990
	Sphecidae	*Cretosphex magnus* Darling & Sharkey, 1990
		Cretosphex parvus Darling & Sharkey, 1990
	Ephialtitidae	*Cratephialtites kourios* Sharkey, 1990
	Rhopalosomatidae	*Mesorhopalosoma cearae* Darling & Sharkey, 1990
	Anaxyelidae	*Prosyntexis gouleti* Darling & Sharkey, 1990
		Prosyntexis legitima Martins Neto, 2002
	Proctitrupidae	*Protopoctro asodes* Darling & Sharkey, 1990
Lepidoptera	Eolepdopterigidae	*Gracilepteryx pulchra* Martins Neto & Vulcano, 1989
		Parasabatinca caldasae Martins Neto & Vulcano,1989
		Undopteryx caririensis Martins Neto & Vulcano, 1989
		Xena nana Martins Neto, 2000
		Psamateia calipsa Martins Neto, 2002
Trichoptera	Leptoceridae	*Araripeleptocerus primaevus* Martins Neto, 2002

continua...

...continuação

ORDEM	FAMÍLIA	ESPÉCIES
	Formação Santana (Bacia do Araripe, Cretáceo Inferior)	
Trichoptera	Rhyacophilidae?	*Cratorella magna* Martins Neto, 2002
		Cratorella media Martins Neto, 2002
		Cratorella minuta Martins Neto, 2002
		Cratorella feminina Martins Neto, 2002
	Raptortrichopsidae n. fam.	*Raptortrichops sukatshevae* Martins Neto, 2002
	Incerta	*Skenka crassatella* Martins Neto, 2002
Mecoptera	Bittacidae	Gen. et sp.n. Martins Neto, 1999
Diptera	Asilidae	*Araripogon axelrodi* Grimaldi, 1990
	Tabanidae	*Cratotabanus stonemyomorphus* Martins Neto & Krzeminski, 1994
	Tipulidae	*Cratotipula latialata* Ribeiro & Martins Neto, 1999
		Okrenomyia araripensis Ribeiro & Krzeminski, 2000
	Brachycera	*Cratomya macrorrhyncha* Mazzarolo & Amorim, 2000
	Formação Codó (Cretáceo Inferior, Bacia do Parnaíba)	
Hemiptera	Pachimeridiidae	*Latiscutella santosi* Pinto & Ornellas, 1974
		Pricecoris beckerae Pinnto & Ornellas, 1974
	Formação Areado (Cretáceo Inferior, Bacia Sanfranciscana)	
Hemiptera	Heteroptera Naucoroidea	*Saucrolus silvai* (Santos) Martins Neto, 2001

OS EUCARÍDIOS BRASILEIROS

Os eucarídios representam um dos grupos mais característicos de crustáceos paleozóicos, conhecidos, no Brasil, para a Formação Irati (Permiano da Bacia do Paraná), particularmente abundantes no Rio Grande do Sul e no Estado de São Paulo, sempre associados a restos de mesossaurídeos. Os trabalhos pioneiros, como os de CLARKE (1920), BEURLEN (1931, 1953) e de MEZZALIRA (1952), basicamente resumem o conhecimento que se tem sobre o grupo, em nosso território. O grupo vem sendo objeto de revisões mais recentes (PINTO & ADAMI-RODRIGUES, 1996; MARTINS NETO, no prelo 2). Os táxons formalmente descritos, são sumariados na tabela 6.

A PALEOCARCINOFAUNA BRASILEIRA

O registro de decápodes no território brasileiro é o mais profícuo dos crustáceos, com registros para as formações Riachuelo, Santana e Itamaracá, todas do Cretáceo Inferior do nordeste brasileiro, Gramame, para o Cretáceo Superior de Pernambuco, Maria Farinha, para o Paleoceno de Pernambuco, Cícero Dantas e Tremembé, para o Oligoceno, respectivamente, da Bahia e de São Paulo e Pirabas, para o Mioceno do Pará. Trinta e cinco espécies foram formalmente descritas (BEURLEN, 1958a, b; 1959; 1962; 1965; BRITO, 1971; MARTINS NETO, 1987b, 1998g; 2001b; no prelo 2; MARTINS NETO & MEZZALIRA, 1991a, b; MAISEY & CARVALHO, 1995; FELDMANN & MARTINS NETO, 1995; TÁVORA & SOUZA, 2000a; TÁVORA & MIRANDA, 2004; MIRANDA & TÁVORA, 2003). A maior concentração de espécies descritas é proveniente da Formação Pirabas (Mioceno do Pará), com 16, mas outras localidades brasileiras são potencialmente muito promissoras, como é o caso da Bacia Potiguar, no Rio Grande do Norte e afloramentos cretáceos ao longo da costa nordestina. Um resumo da paleocarcinofauna conhecida é fornecido na tabela 7.

OUTROS CRUSTÁCEOS

Outros crustáceos, particularmente microcrustáceos, como ostracodes e conchostráceos, não fazem parte do escopo do presente levantamento. Para o território brasileiro cirrípedes são conhecidos (apenas três espécies nominadas), porém de sistemática duvidosa, tratados taxonômicamente de maneira inadequada, portanto necessitando de uma revisão mais acurada. Na sistemática

paleontológica, subgêneros e subespécies não encontram respaldo. Outro grupo raro, os copépodes, foram registrados apenas para a Formação Santana (Cretáceo Inferior do Ceará), graças às peculiaridades tafonômicas de seus depósitos, com uma espécie formalmente descrita (CRESSEY & BOXSHALL, 1989 – ver Tab.7). O grupo vem sendo reportado para outras localidades, através de seus ovos, que aparecem em análises palinológicas (ARAI, 2000), sendo esperado para futuro próximo um considerável avanço sobre o conhecimento do grupo, graças ao trabalho pioneiro, para o Brasil de M.ARAI (PETROBRAS).

TABELA 4. Sumário da paleoentomofauna terciária brasileira.

ORDEM	FAMÍLIA	ESPÉCIES
Formação Tremembé, Bacia de Taubaté (Oligoceno do Estado de São Paulo)		
Auchenorrhyncha	*Aetalionidae*	*Tremembaetaliom minutum* Martins Neto, 1998
	Cicadellidae	*Taubocicadellina breviptera* Martins Neto, 1998
		Tremembellina microcellata Martins Neto, 1998
		Trulaxia primula Martins Neto, 1998
Heteroptera	Veliidae	*Palaeohebrus tremembeensis* Martins Neto, 1997
	Pentatomidae	*Taubatecoris quadratiformis* Martins Neto, 1997
	Corixidae	*Taubarixa macrocelata* Martins Neto, 1998
		Tauborixella santosae Martins Neto, 1998
		Tauborixiellopsis breviclavata Martins Neto, 1998
Coleoptera	Carabidae	*Tremembecarabus rotundus* Martins Neto, 1998
	Psephenidae	*Psephenella ferreirai* Martins Neto, 1998
	Meloidae	*Microbasis longinota* Martins Neto, 1998
Diptera	Hybotidae	*Archaeodrapetiops elongata* Martins Neto *et al.*, 1992
		Archaeodrapetiopsis mezzalirai Martins Neto *et al.* 1992
		Archaeodrapetiopsis nefera Martins Neto *et al.*, 1992
		Archaeodrapetiopsis transversa Martins Neto *et al.*,1992
		Eternia papaveroi Martins Neto *et al..*, 1992
		Tremembella gracilis Martins Neto *et al.*, 1992
	Mycetophilidae Mycetophilinae	*Taubatemya oligocaenica* Martins Neto, 1999
	Mycetophilidae Sciophilinae	*Sackenia? elongata* Martins Neto, 1999
	Diastatidae	*Prodiastatinopsis pulchra* Martins Neto, 1999
	Empididae	*Taubatempis trompetilia* Martins Neto, 1999
		Taubatempis gracilis Martins Neto, 1999
		Taubatempis elongata Martins Neto, 1999
	Tipulidae	*Tipula? tremembeensis* Martins Neto, 1999
		Helius? oligocenicus Martins Neto, 1999
	Tabanidae	*Tabanus tremembeensis* Martins Neto, 1997
Trichoptera	Limnephilidae	*Indusia suguioi* Martins Neto, 1989
Lepidoptera	Nepticulidae	*Nepticula? almeidae* Martins Neto, 1989
	Gracillaridae	*Phyllonoryctes? oliveirai* Martins Neto, 1989
	Cossidae	*Kleopatra nemogypsia* Martins Neto, 1998
		Kleopatra noctodiva Martins Neto, 1998
	Pyralidae	*Petisca dryellina* Martins Neto, 1998
	Nymphalidae Danainae	*Archaeolycorea ferreirai* Martins Neto, 1989
	Nymphalidae Satyrinae	*Neorinella garciae* Martins Neto *et al.*, 1993
	Noctuidae	*Philodarchia cigana* Martins Neto, 1998
Hymenoptera	Ichneumonidae	*Paratilgidopsis praecursora* Martins Neto, 1998
		Taubatehymen minuta Martins Neto, 1998
Formação Fonseca, Bacia de Fonseca (Oligoceno do Estado de Minas Gerais)		
Blattoptera	Blattidae	*Fonsecablatta patricioi* Mendes & Pinto, 2001
Isoptera	Mastotermitidae	*Spargotermes costalimai* Emerson, 1965
Coleoptera	Curculionidae	*Duartia pulchella* Martins Neto, 2001
	Carabidae	*Fonsecacarabus placidus* Martins Neto & Mendes, 2002
Hymenoptera	Formicidae	Gen. et. sp.n. 1 Martins Neto & Mendes, em prep.
		Fonsecahymen stigmata Martins Neto & Mendes, 2002
Auchenorrhyncha	Cicadidae	*Fonsecacicada mineira* Martins Neto & Mendes, 2002
Formação Entre-Córregos, Bacia de Aiuruoca (Oligoceno do Estado de Minas Gerais)		
Diptera	Mycetophilidae	*Cenomycetophila mineira* Martins Neto, 2001
Formação Piraçununga, Bacia do Paraná (Oligoceno do Estado de São Paulo)		
Auchenorrhyncha	Cercopidae	*Parafitopterix duarteae* Martins Neto, 1989
Localidade de Mateus Leme, Minas Gerais (Pleistoceno?)		
Blattoptera	Blattidae	*Amazonina purperae* Pinto, 1991

TABELA 5. Sumário da paleoisopodofauna brasileira.

Ordem	Família	Espécies
Formação Tatuí, Bacia do Paraná (Permiano do Estado de São Paulo)		
Isopoda	Cirolanidae	*Pseudopalaega granulifera* Mezzalira & Martins Neto, 1992
		Pseudopalaega microcelata Mezzalira & Martins Neto, 1992
		Pseudopalaega microcelata Mezzalira & Martins Neto, 1992
		Protourda tupiensis Mezzalira & Martins Neto, 1992
		Protourda? circunscriptia Mezzalira & Martins Neto, 1992
Formação Irati, Bacia do Paraná (Permiano do Estado de São Paulo)		
Isopoda	Cirolanidae	*Pseudopalaega iratiensis* Martins Neto, 2001
Formação Açú, Bacia Potiguar (Cretáceo Superior do Estado do Rio Grande do Norte)		
Isopoda	Sphaeromimidae	*Unusuropode castroi* Duarte & Santos, 1962
Formação Tremembé, Bacia de Taubaté (Oligoceno do Estado de São Paulo)		
Isopoda	Cirolanidae	*Palaega tremembeensis* Martins Neto, 2001

TABELA 6. Sumário dos eucarida brasileiros.

Ordem	Família	Espécies
Formação Irati, Bacia do Paraná (Permiano do Estado de São Paulo)		
Pygocephalomorpha		*Pygaspis brasiliensis* Beurlen, 1934
		Paulocaris pachecoi Clarke, 1920
		Paulocaris clarkei Beurlen, 1953
		Paulocaris marianoi Beurlen, 1953
		Paulocaris brasiliensis Beurlen, 1934
		Liocaris huenei Beurlen, 1931
		Liocaris angustata Beurlen, 1931
		Clarkecaris brazilucus Mezzalira, 1952

PALEOARACNOMORFOS BRASILEIROS

Os aracnídeos compreendem um dos clados mais diversificados de quelicerados, amplamente documentados quer na fauna atual quer como fósseis, com uma longa e profícua história geológica. Popularmente falando inclui os escorpiões, aranhas, ácaros, opiliões, escorpiões vinagre e diversos outros, incluindo vários grupos conhecidos apenas por intermédio de seus fósseis.

O registro mesozóico de escorpiões é relativamente escasso e particularmente os depósitos potenciais mais importantes são provenientes do Cretáceo Inferior do nordeste do Brasil. Aqui, três espécies foram propostas, atribuíveis a Orthosterni: *Araripescorpius ligabuei* Campos, 1986 e *Protoischnurus axelrodorum* Carvalho & Lourenço, 2001, esta atribuída à família Protoischnuridae (CARVALHO & LOURENÇO, 2001). A terceira espécie é atribuída a Vaejoidea (SANTIAGO-BLAY *et al.*, 2001).

SELDEN & SHEAR (1996) descrevem *Cratosopulga wunderlichi* Selden, o primeiro solifugídio mesozóico, proveniente da Formação Santana (Cretáceo Inferior do nordeste do Brasil), atribuído à família Ceromidae Roewer, 1934.

Proveniente da Formação Santana (Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil) é apresentado o provavelmente primeiro registro de ácaro para sedimentos mesozóicos da América do Sul (MARTINS NETO, no prelo 2). Esse espécime de corpo piriforme, altamente esclerotizado e com segmentação não definida, exibe um pedipalpo esguio, relativamente longo e com três pequenas garras terminais, sugerindo tratar-se de um oribatídio.

TABELA 7. Sumário da paleocarcinofauna brasileira.

Ordem	Família	Espécies
		Formação Riachuelo (Cretáceo Inferior do Estado do Sergipe)
Decapoda	Galatheidae	*Brazilomunida brasiliensis* (Beurlen) Martins Neto, 2001
	Dynomenidae	*Maurimia sergipensis* (Beurlen) Martins Neto, 2001
	incerta	*Archaeopus rathbunae* Beurlen, 1965
		Formação Santana (Cretáceo Inferior do Estado do Ceará)
Decapoda	Palaemonoidea	*Beurlenia araripensis* Martins Neto & Mezzalira, 1991
	Portunoidea	*Araripecarcinus ferreirai* Martins Neto, 1987
	Sergestidae	*Paleomattea deliciosa* Maisey & Carvalho, 1995
Copepoda	Dichelesthioidea	*Kabatarina pattersoni* Cressey & Boxshall, 1989
		Formação Itamaracá (Cretáceo Inferior do Estado de Pernambuco)
Decapoda	Callianassidae	*Callianassa* sp. Beurlen, 1962
		Formação Beberibe (Cretáceo Superior do Estado de Pernambuco)
Decapoda	Callianassidae	*Callianassa beberibae* Beurlen, 1962
		Formação Gramame (Cretáceo Superior do Estado de Pernambuco)
Decapoda	Callianassidae	*Callianassa mottai* Beurlen, 1962
		Callianassa massarandubae Beurlen, 1962
	Carcineretidae	*Ophtalmoplax brasiliana* (Maury) Beurlen, 1958
	Xanthidae	*Palaeoxanthopsis cretacea* (Rathbun) Beurlen, 1958
		Formação Maria Farinha (Paleoceno do Estado de Pernambuco)
Decapoda	Retroplumidae	*Costacopluma nordestina* Feldmann & Martins Neto, 1995
		Formação Cícero Dantas (Eoceno/Oligoceno do Estado da Bahia)
Decapoda	Palaemonidae	*Bechleja bahiaensis* (Beurlen) Martins Neto, 1991
		Pseudocaridinella roxoi (Beurlen) Martins Neto, 1991
		Formação Tremembé (Oligoceno do Estado de São Paulo)
Decapoda	Palaemonidae	*Bechleja robusta* Martins Neto, 1991
		Propalaemon longispinata Martins Neto, 1991
		Pseudocaridinella tremembeensis (Beurlen) Martins Neto, 1991
		Formação Pirabas (Mioceno do Estado do Pará)
Decapoda	Calappidae	*Calappilia circularis* (Beurlen) Martins Neto, 2001
		Acanthocarpus obscurus (Rathbun) Beurlen, 1958
	Leucosiidae	*Typilobus unispinatus* Martins Neto, 2001
	Grapsidae	*Sesarma paraensis* Beurlen, 1958
	Phartenopidae	*Parthenope trituberculatus* Beurlen, 1958
	Portunidae	*Portunus pirabaensis* Martins Neto, 2001
		Portunus haitensis Rathbun, 1924
		Portunus sp. (Beurlen) Brito, 1972
		Callinectes reticulatus Beurlen, 1958
		Callinectes cf. declivis Rathbun in Beurlen 1958
		Callinectes paraensis Beurlen, 1958
		Scylla costata Rathbun, in Beurlen, 1958
		Euphylax septendentatus Beurlen, 1958
	Xanthidae	*Paratumidocarcinus marajoarus* Martins Neto, 2001
		Panopaeus capanemaensis Martins Neto, 2001
	Ocypodidae	*Uca inaciobritoi* Martins Neto, 2001

Dentre as aranhas, para o Brasil é conhecida a espécie *Cretaraneus martinsnetoi* Mesquita, 1996 (Araneoidea), proveniente da Formação Santana. Outros registros para o Cretáceo do nordeste brasileiro incluem Dipluridae (aranhas de teia-funil, SELDEN, CASADO & MESQUITA, 2003), prováveis Theraphosidae (R.G.Martins Neto, obs.pes.), além de diversos outros espécimes ainda não descritos (CAMPOS, COSTA & MARTINS NETO, 1988). Destaca-se aqui o primeiro registro de Araneae para o Oligoceno da América do Sul (MESQUITA, 1997).

DUNLOP & MARTILL (2001), descrevem o amblipigídio *Britopygus weygoldti*, de família incerta, para os sedimentos da Formação Santana (Cretáceo Inferior do nordeste do Brasil). Para o Mesozóico os sedimentos mais promissores portadores de telifonídios, são provenientes da Formação Santana (Cretáceo do nordeste brasileiro), com uma espécie descrita (DUNLOP, 1998), *Mesoproctus rowlandi* Dunlop, 1998. Os táxons formalmente descritos são sumariados na tabela 8.

EURYPTERIDA E ARACHNOMORFOS CORRELATOS

Euripterídeos são artrópodes quelicerados e até recentemente eram incluídos na "Classe Merostomata" com os Xiphosura (caranguejos de ferradura). Sabe-se agora que Eurypterida é grupo-irmão de Arachnida e seus parentes mais próximos são os escorpiões e aranhas e não os Xiphosura (MARTINS NETO, no prelo 2).

Na Bacia do Paraná, seus restos são encontráveis com relativa freqüência em vários afloramentos, embora seu estado fragmentário não permita uma correta classificação. Por essa razão, seus restos são, algumas vezes, indistintamente atribuídos ao gênero *Hastimima* White ou *Eurypterus* De Kay. Restos atribuídos a este gênero foram assinalados no Estado de Santa Catarina (225m abaixo das camadas Irati – Formação Rio Bonito), na localidade de Teixeira Soares (formação homônima), Paraná; em Tatuí, Tietê e Monte Mor, todas no Estado de São Paulo e, finalmente, na localidade de Picos, Piauí (MEZZALIRA, 1951; MILLAN, 1975). Todos esses restos não são seguramente atribuíveis aos mencionados gêneros, pela ausência de elementos diagnósticos.

Recentemente, novas coletas realizadas pela equipe do Laboratório de Geociências da Universidade de Guarulhos, revelaram um molde de um apêndice natatório, fragmentos carbonificados e de carapaça atribuíveis a Euypterida, todos provenientes do Devoniano Superior da Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná), no Estado do Paraná (MESQUITA & GARCIA, 2001). Este material, no momento sob estudo pela equipe de Guarulhos, provavelmente represente fragmentos de Chasmataspida, a julgar pelo pós-abdome afilado e telso curto e pelo fragmento isolado de um possível membro natatório, também muito similar aos Chasmataspsida, preferentemente do que Eurypterida (MARTINS NETO, no prelo 2).

A PALEOICNOARTROPODOFAUNA BRASILEIRA

Icnofósseis de artrópodes são amplamente registrados em afloramentos brasileiros, desde o Paleozóico até sedimentos mais recentes, muitos deles com atribuições a esse ou aquele grupo em especial. Os registros mais antigos, clássicos da literatura paleoicnológica, são conhecidos desde o Devoniano, muitos atribuíveis a trilobitas. Primeiras menções a possíveis pistas de crustáceos foram registradas para o Permo-Carbonífero da região sudeste, em sedimentos do Subgrupo Itararé. Uma menção específica para pistas atribuíveis a pigocefalomorfos é fornecida por BEURLEN (1952), para a Formação Irati, no Estado de Santa Catarina, e outras para aracnomorfos do Paleozóico da Bacia do Paraná. O icnogênero *Thalassinoides* (Crustacea:

TABELA 8. Sumário da paleoarachnidofauna brasileira.

ORDEM	FAMÍLIA	ESPÉCIES
Formação Santana, Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior do Estado do Ceará)		
Arachnida	Araneoidea	*Cretaraneus martinsnetoi* Mesquita, 1996
	Solifugae	*Cratosopulga wunderlich* Selden, 1996
	Thelyphorida	*Mesoproctus rowlandi* Dunlop, 1998
Scorpionida	Scorpionoidea	*Araripescorpius ligabuei* Campos, 1986

Decapoda) é registrado nas formações Piaçabuçu (Bacia Sergipe-Alagoas), Gramame (Bacia Pernambuco-Paraíba) e Jandaíra (Bacia Potiguar), todas do Cretáceo nordestino, além das formações Maria Farinha (Paleoceno do Pernambuco) e Pirabas (Mioceno do Pará), segundo MUNIZ & RAMIRES (1977) e sumariado por FERNANDES (2001).

Inofósseis atribuíveis a insetos foram registrados para a Formação Botucatu (Jurássico? do Estado de São Paulo), Formação Antenor Navarro (Bacia de Mangabeira, Cretáceo Inferior do Ceará), Formação Areado (Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais), Formação Arajara (Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe, Ceará), Formação Marília (Cretáceo Superior da Bacia de Bauru, Estado de São Paulo), Formação Itapecuru (Cretáceo do Estado do Maranhão), Grupo Barreiras, no norte do País e na Formação Resende (Mioceno-Pleistoceno do Estado do Rio de Janeiro), todos historiados recentemente por FERNANDES (2001).

Alguns casos mais especiais também foram registrados, como é o caso de perfurações, possivelmente por coleópteros, em ossos de cinodontes, no Triássico do Rio Grande do Sul (SCHWANKE & KELLNER, 1999), atividades minadoras de insetos em vegetais, "casinhas" de tricópteros, casulos de lepidópteros e marcas de mastigação, todos registrados para a Formação Tremembé, Oligoceno do Estado de São Paulo (MARTINS NETO, 1989d; FITTIPALDI, MARTINS NETO & SIMÕES, 1990), pistas deixadas no sedimento no momento de sua queda, associadas ao inseto produtor, ovos ainda aderidos ao corpo do inseto e proventrículo ainda aderido ao corpo dos insetos, todos provenientes da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Ceará (CIGUEL & MARTINS NETO, 1989; MARTINS NETO & GALLEGO, 2001).

A paleoicnologia de artrópodes e a paleoartropodologia, no Brasil, vem-se desenvolvendo notavelmente, sobretudo na última década, tendo sido constante o avanço do conhecimento. Inúmeros depósitos brasileiros são ainda altamente promissores em termos de novos táxons, e diversos trabalhos em andamento, dissertações e teses, ampliarão ainda mais o conhecimento, o que certamente acarretará em novas e importantes atualizações, em um futuro próximo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O emprego de artrópodes como ferramenta, nas diversas subdisciplinas da Paleontologia, vem crescendo consideravelmente nesta última década. Especificamente para os paleoartrópodes brasileiros, surgem as primeiras propostas filogenéticas (HUGUET *et al.*, 2000; MARTINS NETO, 2002a, b; MARTINS NETO & VULCANO, 1990b; MARTINS NETO *et al.*, 1999; NEL *et al.*, 1998; WILLMANN, 1994; ZAMBONI, MARTINS NETO & POPOV, 2002), além de teorias de especiação (MARTINS NETO, 1991a). Dada a abundância e boa preservação da paleoentomofauna da Formação Santana (Bacia do Araripe, nordeste do Brasil), são disponíveis os primeiros resultados de composição da fauna de dois dos grupos melhor representados, dentre os insetos: Orthoptera e Neuroptera (MARTINS NETO, 1992b; 1994; 2002a), incluindo chaves para identifiicação das espécies conhecidas (MARTINS NETO, 2000a; no prelo 2).

Também são conhecidos trabalhos abordando dados de variabilidade morfológica de artrópodes fósseis (MARTINS NETO, 1991; 1992a; 2002a; no prelo 2), estágios ontogenéticos (MARTINS NETO, 1991; MARTINS NETO *et al.*, 1989) e paleopatologias (MARTINS NETO, 1992b; no prelo 2), bem como tafonomia (MARTINS NETO 1991a; 1996a; 2002a, b; no prelo 2), paleoparasitologia (MARTINS NETO, 2003b), paleofisiologia (CALDAS, MARTINS NETO & LIMA FILHO, 1989; MARTINS NETO, 2002b; no prelo2; MARTINS NETO *et al.*, 1992), paleoetologia (MARTINS NETO, 2003a; no prelo 2), paleoclimatologia (MARTINS NETO, 1991b; 2002a; no prelo 2), paleobiogeografia (MARTINS NETO 2002a, b; no prelo 2) e Paleoecologia (MARTINS NETO, 1996a; 2002a; no prelo 2; ZAMBONI & POLEGATTO, 2001; PIOVANA & PESENTI, 2004).

Aparte grupos de artrópodes já tradicionalmente utilizados em bioestratigrafia e biocronologia, como os ostracodes, conchostráceos e trilobitas, que não fazem parte do presente levantamento, alguns grupos específicos de hexápodes também podem constituir ferramentas úteis, como demonstrado em MARTINS NETO (1996a; 2002a; no prelo 2), assim como é inegável a contribuição da paleoicnologia e dos crustáceos como um todo, em análises paleoambientais, existindo farta literatura disponível sobre o tema. Recentes estudos paleoecológicos e paleoambientais, abordando a carcinofauna do terciário do norte-nordeste brasileiro, foram efetuados por TÁVORA & SILVA JUNIOR (2002), TÁVORA & SOUZA (2000b) e TÁVORA, SOUZA & MESQUITA (2000).

Concluindo, com o avanço sistemático e conhecimento sobre a paleoartropodofauna brasileira, surgem vários campos novos de pesquisa a ser explorados, dentre as diversas subdisciplinas da Paleontologia, principalmente no que diz respeito a sistemas continentais.

REFERÊNCIAS

ARAI, M., 2000. Ocorrêcia de ovos de copépodes em associações palinológicas do Albiano das bacias de Santos e Campos (Plataforma Continental do sudeste do Brasil). **Revista Universidade Guarulhos, Sér. Geociências**, Guarulhos, **5**(número especial):93-97.

BECHLY, G., 1998. New fossil dragonflies from the Lower Cretaceous Crato Formation of north-east Brazil (Insecta: Odonata). **Stuttgart Beitrage Naturkunde, ser. B**, Stuttgart, **264**:1-66.

BEURLEN, K., 1931. Crustacenrest der Mesosaurierschichten (Unterperm) von Brasilien, São Paulo. **Paläontologische Zeitschrift**, Berlin, **13**(1-2):35-50.

BEURLEN, K., 1934. Die Pygaspiden eine neue Crustacen (entomostracen)-Grouppe aus den Mesosaurier führenden Iraty-Schichten Brasiliens. **Paläontologische Zeitschrift**, Berlin, **16**:122-138.

BEURLEN, K., 1952. A idade geológica da Formação Anitápolis e considerações sobre *Oliveirania Santa Catharinae*. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **24**(3):273-279.

BEURLEN, K., 1953. O gênero *Paulocaris* Clark nas camadas Irati do Brasil Meridional. **Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM,** Rio de Janeiro, **65**:1-8.

BEURLEN , K., 1958a. Dois crustáceos do Cretáceo Superior do Nordeste do Brasil (Decapoda Brachiura). **Boletim do Museu Nacional, Geologia**, Rio de Janeiro (26):1-23.

BEURLEN, K., 1958b. Contribuição à paleontologia do Estado do Pará – crustáceos de cápodes da Formação Pirabas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Geologia**, Belém, **4**:1-48.

BEURLEN, K., 1959. Observações sobre a Formação Maria Farinha. Estado de Pernambuco. **Arquivos de Geologia, Universidade Recife**, Recife, **1**:5-13.

BEURLEN, K., 1962. O gênero *Callianassa* nas formações cretácicas de Pernambuco. **Arquivos de Geologia, Universidade Recife**, Recife, **2**:1-10.

BEURLEN, K., 1965. Crustáceos decápodes na Formação Riachuelo (Cretáceo, Sergipe). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **37**(2):267-271.

BRANDÃO, C.R.F.; MARTINS NETO, R.G.; VULCANO, M.A., 1989. The earliest known fossil ant (first Southern Hemisphere Mesozoic record) (Hymenoptera: Formicidae: Myrmeciinae). **Psyche**, Washington, **96**(3/4):195-208.

BRITO, I.M., 1971. Contribuição ao conhecimento dos crustáceos decápodes da Formação Pirabas. I – Brachyura Brachyrhyncha. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **43**(suplem.):489-498.

BRITO, I.M., 1972. Contribuição ao conhecimento dos crustáceos decápodes da Formação Pirabas. II – Brachyura Ocypodidae. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **44**(1):95-98.

BRITO, I.M., 1987. Nota preliminar sobre uma nova efêmera do Cretáceo do Ceará (Insecta Ephemeroptera). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, RIO DE JANEIRO, **Atas...**, Rio de Janeiro: SBP, v.2, p.593-597.

CALDAS, E.B.; MARTINS NETO, R.G. & LIMA FILHO, F.P., 1989. *Afropollis* sp. (pólen) no trato intestinal de vespas (Hymenoptera: Apocrita: Xyelidae) no Cretáceo da Bacia do Araripe. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13., 1989, Fortaleza. **Resumo das Comunicações**. Fortaleza: SBG, 1989. v.1, p.195-195.

CAMPOS, D.R.B., 1986. Primeiro registro fóssil de Scorpionoidea da Chapada do Araripe (Cretáceo Inferior), Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **58**(1):135-137.

CAMPOS, D.R.B.; COSTA, A.T. & MARTINS NETO, R.G., 1988. Araneida fóssil do Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **60**(4):494.

CARLE, F.L. & WIGHTON, D.C., 1990. Odonata. In. GRIMALDI, D.A. (Ed.) Insects from the Santana Formation, Lower Cretaceous of Brazil. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, Washington, **195**:51-68.

CARVALHO, M.G. & LOURENÇO, W.R., 2001. A new family of fossil scorpions from the Early Cretaceous of Brazil. **Comptes Rendu Academie Sciences,** Paris, **322**(2001):711-716.

CIGUEL, J.H.G. & MARTINS NETO, R.G., 1989. As bioturbações ocorrentes em associação aos insetos da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., 1989, Curitiba. **Resumo das Comunicações**. Curitiba: SBP. v.1, p.61-62.

CLARKE, J.M., 1920. New paleozoic crustaceans II. Crustacea from the Permian of São Paulo, Brazil. **Bulletin of New York State Museum**, New York, **219**:135-137.

CRESSEY, R.F. & BOXSHALL, G.A., 1989. *Kabatarina pattersoni*, a fossil parasitic copepod from a Lower Cretaceous fish, *Cladocyclus gardneri* Agassiz. **Micropalaeontology**, New York, **35**:150-167.

DEMOULIN, G., 1955. Sur une larve siphlonuridienne d'ephémère fossile du Brésil. **Bulletin et Annales de la Societé Royal Entomologique Belgique**, Bruxelles, **91**(11/12):270.

DARLING, D.C. & SHARKEY, M.J., 1990. Hymenoptera. In: GRIMALDI, D.A. (Ed.) Insects from the Santana Formation, Lower Cretaceous of Brazil. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, Washington, **195**:76-81.

DUARTE, L. & SANTOS, R.S., 1962. Fósseis do Arenito Açú. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **34**(1):57-68.

DUNLOP, J.A., 1998. A fossil whipscorpion from the Lower Cretaceous of Brazil. **The Journal of Arachnology**, London, **26**:291-295.

DUNLOP, J.A. & MARTILL, D.M., 2001. The first whipspider (Arachnida: Amblypygi) and three new whiscorpions (Arachnida: Thelyphonida) from the Lower Cretaceous Crato Formation of Brazil. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, Edinburgh, **92**:325-334.
EMERSON, A.E., 1965. A review of the Mastotermitidae (Isoptera), including a new fossil genus from Brazil. **American Museum Novitates**, Washington, **2236**:1-45.
FELDMANN, R.M. & MARTINS NETO, R.G., 1995. *Costacopluma nordestina* n.sp. (Decapoda, Retroplumidae) from the Maria Farinha Formation (Paleocene) of Brazil. **Journal of Paleontology**, Washington, **69**(3):610-611.
FERNANDES, A.C.S., 2001. A paleoicnofauna brasileira de artrópodes: estado atual de seu conhecimento. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **24**(52/53):359-372.
FITTIPALDI, F.C.; MARTINS NETO, R.G. & SIMÕES, M.G., 1990. Possíveis relações paleoecológicas entre insetos e plantas inferidas através do estudo de minas e galhas presentes em plantas fósseis do cenozóico do Brasil. In: REUNIÃO DE PALEOBOTÂNICOS E PALINÓLOGOS, 7., 1990, São Paulo. **Circular informativa da ALPP**. São Paulo: ALPP. v.9, p.19-20.
GRIMALDI, D., 1990. Diptera. In: GRIMALDI, D.A. (Ed.) Insects from the Santana Formation, Lower Cretaceous of Brazil. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, Washington, **195**:164-183.
HAMILTON, K.G.A., 1990. Homoptera. In: GRIMALDI, D.A. (Ed.) Insects from the Santana Formation, Lower Cretaceous of Brazil. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, Washington, **195**:76-81.
HEATHER, M.W. & MARTILL, D.M., 2001. A new japygid dipluran from the Lower Cretaceous of Brazil. **Palaeontology**, London, **44**(5):1025-1031.
HUGUET, A.; NEL, A.; MARTINEZ-DELCLOS, X.; BECHLY, G. & MARTINS NETO, R.G., 2002. Preliminary phylogenetic analysis of the Protanisoptera (Insecta: Odonatoptera). **Geobios**, Paris, **35**:537-560.
KRISHNA, K., 1990. Isoptera. In: GRIMALDI, D.A. (Ed.) Insects from the Santana Formation, Lower Cretaceous of Brazil. **Bulletim of the American Museum of Natural History**, Washington, **195**:76-81.
MAISEY, J.D. & CARVALHO, G.P., 1995. First records of fossil sergestid decapods and fossil brachyuran crab larvae (Arthropoda, Crustacea), with remarks on some supposed palaemonid fossils, from the Santana Formation (Aptian-Albnian, NE Brazil). **American Museum Novitates**, Washington, **3132**:1-20.
MARTILL, D.M. & BARKER, M.J., 1998. A new centipede (Arthropoda, Chilopoda) from the Crato Formation (Lower Cretaceous, Aptian) of NE Brazil. **Neues Jährbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen**, Sttutgart, **207**:395-404.
MARTILL, D.M. & NEL, A., 1996. A new dragonfly from the Crato Formation (Lower Cretaceous, Aptian) of NE Brazil. **Neues Jarbuch Geology und Paläontology, Monatshefte**, Sttutgart, **5**:279-292.
MARTINS NETO, R.G., 1987a. A paleoentomofauna brasileira: estágio atual do conhecimento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBP. v.2, p.567-591.
MARTINS NETO, R.G., 1987b. Primeiro registro de decápode na Formação Santana, Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior), Nordeste do Brasil. **Ciência & Cultura**, Rio de Janeiro, **39**(4):406-410.
MARTINS NETO, R.G., 1987c. Um novo gênero de Orthoptera (Insecta, Grylloidea) da Formação Santana, Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior), Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBP. v.2, p.599-609.
MARTINS NETO, R.G., 1988. A new insect (Homoptera, Cixiidae) from Santana Formation (Lower Cretaceous) Araripe Basin, Northeast Brazil. **Interciência**, Venezuela, **13**(6):313-316.
MARTINS NETO, R.G., 1989a. Outros artrópodes. In: Paleontologia da Bacia do Paraná e Roteiro da Excursão 01. Rösler, O (Coord.). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., 1989, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBP. v.5, p.75-78.
MARTINS NETO, R.G., 1989b. Primeiro registro de Phasmatodea (Insecta, Orthopteromorpha) na Formação Santana, Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior), Nordeste do Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **28**(12):91-104.
MARTINS NETO, R.G., 1989c. A new genus and new species of Cixiidae (Homoptera, Fulgoroidea) from the Santana Formation (Lower Cretaceous), Araripe Basin, Northeast Brazil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **6**(11):07-04.
MARTINS NETO, R.G., 1989d. Novos insetos terciários do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **19**(3):375-386.
MARTINS NETO, R.G., 1990a. Um novo gênero e duas novas espécies de Tridactylidae (Insecta, Caelifera) da Formação Santana (Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **62**(1):51-59.
MARTINS NETO, R.G., 1990b. The family Locustopsidae (Insecta, Caelifera) in the Santana Formation (Lower Cretaceous, Northeast Brasil). I - Description of two new species of the genus *Locustopsis* Handlirsch and three new species of the genus *Zessinia* n.gen. In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1., Crato, 1990. **Atas...** Crato: DNPM. p.227-291.
MARTINS NETO, R.G., 1990c. Primeiro registro de Dermaptera (Insecta, Orthopteromorpha) na Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Entomologia**, São Paulo, **34**(4):775-784.

MARTINS NETO, R.G., 1991a. Evidências de especiação alocrônica na fauna de Ensifera (Insecta, Orthopteroida) da Formação Santana, Cretáceo do Nordeste do Brasil. **Revista de Geologia, UFCE**, Fortaleza, **4**:61-80.

MARTINS NETO, R.G., 1991b. Sistemática dos Ensifera (Insecta, Orthopteroida) da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **32**(14):3-162.

MARTINS NETO, R.G., 1991c. *Cratogryllus cigueli*, nova espécie de Ensifera (Insecta, Grylloidea) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **33**:153-156.

MARTINS NETO, R.G., 1992a. Nova ocorrência, variabilidade morfológica e relações filogenéticas do gênero *Cratoelcana* Martins-Neto, 1991 (Insecta, Ensifera, Elcanidae), da Formação Santana, Bacia do Araripe, Brasil. **Revista Brasileira de Entomologia**, São Paulo, **36**(4):817-830.

MARTINS NETO, R.G., 1992b. Neurópteros (Insecta: Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. V. Aspectos filogenéticos, paleoecológicos, paleobiogeográficos e descrição de novos taxa. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **64**(2):117-148.

MARTINS NETO, R.G., 1992c. Neurópteros (Insecta: Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. VII. Palaeoleontinae, nova subfamília de Myrmeleontidae e descrição de novos táxons. **Revista Brasileira de Entomologia**, São Paulo, **36**(4):803-815.

MARTINS NETO, R.G., 1992d. Primeiros resultados sobre a composição da fauna de Ensifera (Insecta) da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos**. São Paulo: SBG. v.1, p.486-488.

MARTINS NETO, R.G., 1993. Nova espécie de borboleta (Lepidoptera: Nymphalidae: Satyrinae) da Formação Tremembé, Oligoceno do Estado de São Paulo. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **16**(37):5-16.

MARTINS NETO, R.G., 1994. Neurópteros (Insecta, Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. IX - Primeiros resultados da composição da fauna e descrição de novos taxa. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **39**(1):269-288.

MARTINS NETO, R.G., 1995a. Complementos ao estudo sobre os Ensifera (Insecta, Orthopteroidea) da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Entomologia**, São Paulo, **39**(2):321-345.

MARTINS NETO, R.G., 1995b. Araripelocustidae fam. n., nova família de gafanhotos (Insecta, Caelifera) da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Entomologia**, São Paulo, **39**(2):311-320.

MARTINS NETO, R.G., 1996a. New mayflies (Insecta, Ephemeroptera) from the Santana Formation (Lower Cretaceous). Araripe Basin, Northeast Brazil. **Revista Espanõla de Paleontologia**, Barcelona, **11**(2):54-70.

MARTINS NETO, R.G., 1996b. Reinterpretação da venação e revisão das categorias taxônomicas superiores de *Gondvanoptilon brasiliensis* (=*G. brasiliense* nom. transl.) Rösler, Rohn & Albamonte, inseto do Paleozóico da Bacia do Paraná e *Saucrolus silvai* Santos, artrópode do Cretáceo da Bacia Sanfranciscana. **Revista Universidade Guarulhos**, Guarulhos, **1**(3):42-45.

MARTINS NETO, R.G., 1997a. Neurópteros (Insecta, Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. X- Descrição de novos taxa (Chrysopidae, Babinskaiidae, Myrmeleontidae, Ascalaphidae e Psychopsidae). **Revista Universidade de Guarulhos, Série Ciências Exatas e Tecnológicas**, Guarulhos, **2**(4):68-83.

MARTINS NETO, R.G., 1997b. *Cratotetraspinus* nov. nom. novo nome para *Tetrapinus* Martins-Neto, 1995 (Nom. Preoc.). **Revista Universidade Guarulhos, Série Geociências**, Guarulhos, **2**(6):105.

MARTINS NETO, R.G., 1997c. Dípteros da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, Oligoceno do Estado de São Paulo. III - Família Tahanidae. **Acta Geologica Leapoldensia**, São Leopoldo, **44**(20):51-57.

MARTINS NETO, R.G., 1997d. A Paleoentomofauna da Formação Tremembé (Bacia de Taubaté) Oligoceno do Estado de São Paulo: descrição de novos hemípteros (Insecta). **Revista Universidade Guarulhos, Série Geociências**, Guarulhos, **2**(6):66-69.

MARTINS NETO, R.G., 1998a. A new subfamily of Baissogryllidae Gorochov from Santana Formation (Lower Cretaceous), Northeast Brazil. **Proceedings of the I International Paleoentomological Conference**, Moscow, p.91-97.

MARTINS NETO, R.G., 1998b. A new genus of the family Locustopsidae (Insecta, Caelifera) in the Santana Formation (Lower Cretaceous, Northeast Brazil). **Revista Española de Paleontologia**, Barcelona, **13**(2):133-138.

MARTINS NETO, R.G., 1998c. Novos registros de paleontinídeos (Insecta, Hemiptera) na Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **21**(46/47):69-74.

MARTINS NETO, R.G., 1998d. *Conan barbarica* n.gen. et n.sp., (Insecta, Coleoptera, Coptoclavidae) uma gigantesca larva da Formação Santana, Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior), Nordeste do Brasil. **Revista Geociências, UNESP**, Rio Claro, **17**(1):109-114.

MARTINS NETO, R.G., 1998e. Neurópteros (Insecta, Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. XI - Descrição de novos táxons de Myrmeleontidae (Palaeoleontinae e Pseudonymphinae). **Revista Universidade Guarulhos, Série Ciências Biológicas e da Saúde**, Guarulhos, **3**(5):38-42.

MARTINS NETO, R.G., 1998f. A paleoentomofauna da Formação Tremembé (Bacia de Taubaté) Oligoceno do Estado de São Paulo: novos Hemiptera, Hymenoptera, Coleoptera, Auchenorrhyncha e Lepidoptera. **Revista Universidade Guarulhos, Série Geociências**, Guarulhos, **3**(6):58-70.

MARTINS NETO, R.G., 1998g. Novos aportes ao conhecimento sobre a espécie *Bechleja robusta* Martins-Neto & Mezzalira, 1991, crustáceo carídeo da Formação Tremembé, Oligoceno do Estado de São Paulo. **Revista Universidade Guarulhos, Série Ciências Exatas e Tecnológicas**, Guarulhos, **3**(4):14-17.

MARTINS NETO, R.G., 1998h. A paleoentomofauna da Formação Tremembé (Bacia de Taubaté), Oligoceno do Estado de São Paulo: descrição de novos lepidópteros (Insecta). **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **31**(46/47):75-82.

MARTINS NETO, R.G., 1999a. New genus and new species of Lepidoptera (Insecta, Eolepidopterigidae) from Santana Formation (Lower Cretaceous, Northeast Brazil). **Boletim do 5° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**, São Pedro, p.531-535.

MARTINS NETO, R.G., 1999b. La paleoentomofauna brasileña. Estado actual del conocimento. **Revista de la Sociedad Entomológica Argentina**, Buenos Aires, **58**(1-2):86-94.

MARTINS NETO, R.G., 1999c. Dípteros da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, Oligoceno do Estado de São Paulo II – Famílias Diastatidae, Empididae, Tipulidae e Mycetophilidae. **Revista Universidade Guarulhos, Série Geociências**, Guarulhos, **4**(6):116-129.

MARTINS NETO, R.G., 2000a. Remarks on the neuropterofauna (Insecta, Neuroptera) from the Brazilian Cretaceous with keys for the identification of the known taxa. **Acta Geologica Hispanica**, Barcelona, **35**(1-2):97-118.

MARTINS NETO, R.G., 2000b. First record of Megaloptera (Insecta Neuropteroidea) in the Santana Formation (Lower Cretaceous, Northeast Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **CD-ROOM de resumos**. Rio de Janeiro: SBG.

MARTINS NETO, R.G., 2001a. Review of some insecta from Mesozoic and Cenozoic Brazilian deposits with descriptions of new taxa. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **24**(52/53) 115-124.

MARTINS NETO, R.G., 2001b. Review of some Crustacea (Isopoda and Decapoda) from Brazilian deposits (Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic) with descriptions of new taxa. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **24**(52/53):237-254.

MARTINS NETO, R.G., 2001c. Primeiro registro de Trichoptera (Insecta) na Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, com descrição de sete novos táxons. **Coleção Chapada do Araripe, Santana do Cariri, CE.**, v.1, p.212-226.

MARTINS NETO, R.G., 2002a. **Insetos fósseis como bioindicadores em depósitos sedimentares: um estudo de caso para o Mesozóico sul-americano**. Tese de Doutorado. CPGEO, UNISINOS, 214p., 92 figs., São Leopoldo, RS

MARTINS NETO, R.G., 2002b. The Santana Formation paleoentomofauna reviewed. Part I - Neuropteroida (Neuroptera and Raphidioptera): systematic and phylogeny, with description of new taxa. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **25**(55):35-66.

MARTINS NETO, R.G., 2003a. Systematic of the Caelifera (Insecta, Orthopteroidea) from Santana Formation, Araripe Basin (Lower Cretaceous, Northeast Brazil), with a review of the family Locustopsidae Handlirsch. **Acta Zoologica Cracoviensia**, Cracow, **46**(suppl.-Fossil Insects):205-228.

MARTINS NETO, R.G., 2003b. The fossil tabanids (Diptera Tabanidae): when they began to appreciate warm blood and when they began transmit diseases?. **Memórias do Instituto Oswaldo Cruz**, Rio de Janeiro, **98**(suppl.):29-34.

MARTINS NETO, R.G., 2003c. Como estudar o comportamento de animais fósseis - Paleoetologia. In: Del-CLARO, K. & PREZOTO, F. (Orgs.) **As distintas faces do comportamento animal**. Jundiaí: SBE e Livraria Conceito, p.174-181.

MARTINS NETO, R.G., no prelo 1. New Neuroptera (Nymphidae and Araripeneuridae) from Santana Formation (Lower Cretaceous, Araripe Basin, northeast Brazil). **Gaea**, São Leopoldo, número 1.

MARTINS NETO, R.G., no prelo 2. **Paleontologia dos Metazoos: a vez dos grupos esquecidos**. Ribeirão Preto: SBPr/FUNPECRP. 1.377pp.

MARTINS NETO, R.G., no prelo 3. Insectos fósiles sudamericanos. In: CAMACHO, H. (Org.) **Paleontología de Invertebrados**. 2a., Buenos Aires Ed., Cap. 23.

MARTINS NETO, R.G.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M.E.; RÖSLER, O.; RICARDI-BRANCO, F.; WEINSCHULTZ, L.C. & PERINOTTO, J.A.J., 2000. New Grylloblattida (Insecta) from the Paraná Basin (Carboniferous, Sothest Brazil). In: INTERNATIONAL MEETING ON PALEOARTHROPODOLOGY, 1., 2000, Ribeirão Preto. **Abstracts...** Ribeirão Preto: SBPr. v.1, p.33-33.

MARTINS NETO, R.G. & CALDAS, E.B., 1990. Efêmeras escavadoras (Insecta, Ephemeroptera, Ephemeroidea) na Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: descrição de três novos gêneros e três novas espécies (ninfas). In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1., Crato, 1990. **Atas...** Crato: DNPM. p.265-275.

MARTINS NETO, R.G.; CALDAS, E.B. & LIMA FILHO, F.P., 1989. Sobre uma série ontogenética de *Proameletus* sp. (Insecta Ephemeroptera) na Formação Santana (Cretáceo Inferior, Bacia do Araripe). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13., 1989, Fortaleza. **Resumo das Comuicações...** Fortaleza: SBG. v.1, p.193-193.

MARTINS NETO, R.G.; CASTILHO-DIAS, C.; FRAGOSO, L.M.C.; SANTOS, J.C.K. & VIEIRA, F.R.M., 1992a. Paleofisiologia de insetos da Formação Santana, Cretáceo do Nordeste do Brasil: Parte I – Um caso de extrema especialização em gafanhotos. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCICAS BRASILEIRAS, 2., 1992, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: SBG. p.65-68.

MARTINS NETO, R.G.; DUTRA, T.L.; NOWATZKI, C.H.; SILVA, S.M.; CHAVES, R.C.; STRANZ, A.; FALLKATTER, C.; BOARDMAN, D R.; LIMA, L. & NETO, N.M., 2004. Novo registro de insetos do Carbonífero Superior (Grylloblattida, Narkeminoidea) na região de Taió, SC, em níveis da Formação Rio do Sul. In: **Paleo 2004**, Porto Alegre: SBP. **Resumo das Comunicações.**

MARTINS NETO, R.G. & GALLEGO, O.F., 2001. The paleoichnological collection of the Brazilian Society of Paleoarthropodology – SBPr, with emphasis on the paleoentomological material. In: REUNIÓN DE PALEOICNOLOGÍA, 8., 2001, Tucumán. **Boletín de Resúmenes**. Tucumán: APA. p.52.

MARTINS NETO, R.G.; GALLEGO, O.F. & MELCHOR, R.N., 2003. The Triassic insect fauna from South America (Brazil, Argentina and Chile): a checklist (except Blattoptera and Coleoptera) and descriptions of new taxa. **Acta Zoologica Cracoviensia**, Cracow, **46**(suppl.-Fossil Insects):229-256.

MARTINS NETO, R.G. & GODOI, V.M., 1999. About the diversity and morphological variability of the Auchenorrhyncha fauna (Insecta) from Santana Formation (Lower Cretaceous, Northeast Brazil). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE O CRETÁCEO, 5., 1999, Serra Negra. **Boletim...** Serra Negra: SBG. p.537-538.

MARTINS NETO, R.G.& MENDES, M., 2002. The Fonseca Formation paleoentomofauna (Fonseca Basin, Oligocene of Minas Gerais State, Brazil) with description of new taxa. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **25**(55):27-33.

MARTINS NETO, R.G. & MEZZALIRA, S., 1991a. Descrição de novos crustáceos (Caridea) da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **63**(2):155-160.

MARTINS NETO, R.G. & MEZZALIRA, S., 1991b. Revisão dos palemonídeos terciários brasileiros (Crustacea, Caridea) com descrição de novos taxa. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **63**(4):361-367.

MARTINS NETO, R.G. & NEL, A., 1992. Un nouveau fossile de raphidioptére de la Formation Santana, Cretáce Inférieur del Brésil (Neuropteroidea, Raphidioptera). **Bulletin Societé. Entomologique du France**, Paris, **97**(5):425-428.

MARTINS NETO, R.G.; POPOV, Y. & ZAMBONI, J.C., 1999. First South Hemisphere Cretaceous record of Coreoidea (Insecta, Heteroptera) from Santana Formation (Lower Cretaceous, Northeast Brazil), representing a new genus and species. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO BRASILEIRO, 5., 1999, Serra Negra. **Boletim...** Serra Negra: UNESP/SBG. p.525-530.

MARTINS NETO, R.G. & ROHN, R., 1996. Primeiro registro de inseto na Formação Rio do Rasto, Bacia do Paraná, com descrição de novo táxon. **Revista Geociências, UNESP**, Rio Claro, **15**(1):243-251.

MARTINS NETO, R.G.; RÖSLER, O. & PERINOTTO, J.A.J., 1987. Primeiro registro de inseto Permotrichoptera no Subgrupo Itararé em Monte Mor, Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **60**(1):103-103.

MARTINS NETO, R.G.; RÖSLER, O. & WEISCHULTZ, L.C., 1999. Primeiro registro de Grylloblattida (Insecta) na Formação Rio do Sul (Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná) em Mafra, Santa Catarina. In: **PALEO 1999, Mafra, SC. Boletim de resumos**. Mafra: SBP, 23.

MARTINS NETO, R.G. & SANTOS, J.C.K., 1994. Um novo gênero e uma nova espécie de mutuca (Insecta, Diptera, Tabanidae) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **39**(1):289-297.

MARTINS NETO. R.G.; VIEIRA, F.R.M.; KUCERA-SANTOS, J.C.; FRAGOSO. L.M.C., 1992b. Dípteros (Insecta. Empidoidea) da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, Oligoceno do Estado de São Paulo. I - Família Hybotidae. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **36**(15):31-48.

MARTINS NETO, R.G. & VULCANO, M.A., 1989a. Neurópteros (Insecta, Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. I - Família Chrysopidae. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **60**(2):189-201.

MARTINS NETO, R.G. & VULCANO, M.A., 1989b. Neurópteros (Insecta, Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. IV - Complementos às Partes I e II, com descrição de novos taxa. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **61**(3):311-318.

MARTINS NETO, R.G. & VULCANO, M.A., 1989c. Amphiesmenoptera (Trichoptera + Lepidoptera) na Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. I - Lepidoptera (Insecta). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **61**(4):459-466.

MARTINS NETO, R.G. & VULCANO, M.A., 1989d. Neurópteros (Insecta, Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. II - Superfamília Myrmeleontoidea. **Revista Brasileira de Entomologia**, São Paulo, **33**(2):367-402.

MARTINS NETO, R.G. & VULCANO, M.A., 1989e. Primeiro registro de Raphidioptera (Neuropteroidea) na Formação Santana, Cretáceo Inferior, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Entomologia**, São Paulo, **34**(1):241-249.

MARTINS NETO, R.G. & VULCANO, M.A., 1990a. Neurópteros (Insecta, Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. III - Superfamília Mantispoidea. **Revista Brasileira de Entomologia**, São Paulo, **34**(3):619-625.

MARTINS NETO, R.G. & VULCANO, M.A., 1990b. Neurópteros (Insecta: Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. VI - Ensaio filogenético das espécies do gênero *Blittersdorffia*, com descrição de nova espécie. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **31**(13):3-12.

MARTINS NETO, R.G. & VULCANO, M.A., 1997. Neurópteros (Insecta, Planipennia) da Formação Santana (Cretáceo Inferior). Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. VIII Descrição de novos taxa de Myrmeleontidae, Ascalaphidae e Nemopteridae. **Revista Universidade Guarulhos, Série Ciências Biológicas**, Guarulhos, **2**(5):64-81.

MAZZAROLO, L.A. & AMORIM, D.S., 2000. *Cratomyia macrorrhyncha*, a Lower Cretaceous brachyceran fossil from Santana Formation, Brazil, representing a new species, genus and family of the Stratiomyomorpha (Diptera). **Insect Systematic Evolution**, Oslo, **31**:91-102

McCAFFERTY, W.P., 1990. Ephemeroptera. In: Grimaldi, D.A. (ed). Insects from the Santana Formation, Lower Cretaceous of Brazil. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, Washington, **195**:20-50.

MENDES, M., 2000. Novas baratas (Insecta, Blattoidea) da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Nordeste de Brasil. **Revista Universidade de Guarulhos, Série Geociências**, Guarulhos, **5**(6):25-35.

MENDES, M. & PINTO, I.D., 2001. The first findings of Blattodea (Insecta, Blattidae) from the Fonseca Formation, Oligocene period, Minas Gerais, in the South East Brazil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **24**(52/53):283-290.

MENON, F.; MARTINS NETO, R.G. & MARTILL, D. no prelo. A new Lower Cretaceous nymphid (Insecta, Neuroptera, Nymphidae) from the Crato Formation of Brazil. **Gaea**, São Leopoldo, 1

MENON, F.; PENNEY, D. & SELDEN, P.A., 2003. A new scolopendromorph centipede from the Crato Formation of Brazil. **Bulletin of the British Myriapod and Isopod Group**, London, **19**:62-66.

MESQUITA, M.V., 1996. *Cretaraneus martinsnetoi* n. sp. (Araneoidea) da Formação Santana, Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe. **Revista Universidade Guarulhos, Série Geociências**, Guarulhos, **1**(3):24-31.

MESQUITA, M.V., 1997. Aracnídio da Formação Tremembé (Bacia de Taubaté), Oligoceno do Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15., 1997, São Pedro, **Boletim de Resumos...** São Pedro: SBP. p.55.

MESQUITA, M.V. & GARCIA, M.J., 2001. Eurypterida da Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná (PR), Devoniano Superior. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17., 2001, Rio Branco, **Boletim de Resumos...** Rio Branco: SBP. p.111.

MEZZALIRA, S., 1948. *Phyloblatta pauloi* sp.nov. **Instituto Geográfico e Geológico**, São Paulo, **4**(2)1-3.

MEZZALIRA, S., 1951. Ocorrências do euripterídio *Hastimima* no Estado de São Paulo. **DNPM, DGM, Notas Preliminares e Estudos**, Rio de Janeiro, **52**:1-11.

MEZZALIRA, S., 1952. *Clarkecaris*, novo gênero de crustáceo Syncarida do Permiano. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, **1**:46-51.

MEZZALIRA, S. & MARTINS NETO, R.G., 1992. Novos crustáceos do Paleozóico do Estado de São Paulo, com descrição de novos taxa. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **36**(15):49-66.

MILLAN, J.H., 1975. Tafoflórula Monte Mor do Estado de São Paulo: seus elementos e seu significado no Gondwana inferior do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **5**:1-14.

MIRANDA, V.F.O. & TÁVORA, V.A., 2003. Caracterização sistemática preliminar dos calianassídeos da Formação Maria Farinha (Paleoceno), Estado de Pernambuco. **Paleontologia em Destaque**, Porto Alegre, **44**:40.

MUNIZ, G.C.B. & RAMIRES, L.V.O., 1977. Observações ichnológicas preliminares na Formação Maria Farinha, Paleoceno do Nordeste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande, **Atas...**, Campina Grande: SBG. p.111-119.

NEL, A.; BECHLY, G.; JARZEMBOWSKI, E. & MARTÍNEZ-DELCLÒS, X., 1998. A revision of the fossil petalurid dragonflies (Insecta: Odonata: Anisoptera: Petalurida). **Paleontologia Lombarda**, Lombardia, **10**:3-68.

NEL, A. & ESCUILLÉ, F., 1994. A new dragonfly from the Lower Cretaceous of Brazil. **Palaeontology**, London, **37**:923-930.

NEL, A. & PAICHELLER, J.C., 1992. Les Heteroptera aquatiques fossiles, état actuel des connaissances (Heteroptera: Nepomorpha et Gerromorpha). **Entomologica**, Gallica, **3**(4):159-182.

NEL, A. & PAICHELLER, J.C., 1994. Les Libelluloidea autres que Libellulidae fossiles: un enventaire critique (Odonata, Cordullidae, Macromiidae, Synthemistidae, Chlorogomphidae et Mesophlebiidae). **Nouvelle Revue Entomologie (N.S.)**, Paris, **11**(4):321-334.

NEL, A. & POPOV, Y.A., 2000. The oldest known fossil Hydrometridae from the Lower Cretaceous of Brazil (Heteroptera: Gerromorpha). **Journal of Natural History**, Paris, **34**:2315-2322.

NEL, A.; SEMERIA, Y. & MARTINS NETO, R.G., 1990. Un Raphidioptera fóssile du Crétacé Inférieur du Brésil (Neuropteroidea). **Neuroptera International**, Paris, **6**(1):27-37.

PÉREZ-GOODWYN, P.J., 2002. A new genus of water measurer from the Lower Cretaceous Crato Formation in Brazil (Insecta: Heteroptera: Gerromorpha: Hydrometridae). **Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde (B.)**, Stuttgart, **316**:1-9.

PETRI, S., 1945. *Phyloblatta roxoi* sp.nov. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Geologia**, São Paulo, **2**:129-131.

PETRULEVICIUS, J.F. & MARTINS NETO, R.G., 2000. Checklist of South American Cenozoic insects. **Acta Geologica Hispanica**, Barcelona, **35**(1-2):135-147.

PETRULEVICIUS, J.F. & MARTINS NETO, R.G., 2001. A bittacid from Santana Formation, Lower Cretaceous of Brazil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **24**(52/53):125-127.

PETRULEVICIUS, J.F. & MARTINS NETO, R.G., 2001b. Fossil insects conservation in Brazil and Argentina. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **24**(52/53):255-257.

PINTO. I.D., 1956. Artrópodos da Formação Santa Maria (Triáissico Superior) do Rio Grande do Sul, com notícias sobre alguns restos vegetais. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, **5**(1):76-87.

PINTO, I.D., 1972. Permian insects from the Paraná Basin, South Brazil. I – Mecoptera. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **2**:105-116.

PINTO, I.D., 1987a. Permian insects from the Paraná Basin, South Brazil. IV – Coleoptera. **Pesquisas**, Porto Alegre, **19**:5-12.

PINTO, I.D., 1987b. Permian insects from the Paraná Basin, South Brazil. IV – Homoptera – 2 - Cicadidae. **Pesquisas**, Porto Alegre, **19**:13-22.

PINTO, I.D., 1989. A second new blattoid from the Cretaceous of Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., 1989, Curitiba. **Resumo das Comunicações...**, Curitiba: SBP. p.295-300.

PINTO, I.D., 1990a. A new Lower Cretaceous blattoid insect from Argentina. **Pesquisas**, Porto Alegre, **17**(1-2):11-14.

PINTO, I.D., 1990b. A new Upper Carboniferous Paraplecopteran insect from South Brazil. **Pesquisas**, Porto Alegre, **17**(1-2):7-10.

PINTO, I.D., 1991. The fossil blattoid genus *Amazonina*. Taxonomia and geographycal distribution. **Pesquisas**, Porto Alegre, **18**(1):88-92.

PINTO, I.D. & ADAMI-RODRIGUES, K., 1995. A new Upper Carboniferous insect from Itararé subgroup, Paraná Basin. **Pesquisas**, Porto Alegre, **22**(1):53-57.

PINTO, I.D. & ADAMI-RODRIGUES, K., 1996. Pygocephalomorph Crustacea. New data and interpretations, with emphasis on Brazilian and South African forms. **Pesquisas**, Porto Alegre, **23**(1/2):41-50.

PINTO, I.D. & ADAMI-RODRIGUES, K., 1998. A revision of South American Paleozoic insects. **Proceedings of the First Palaeoentomological Conference Moscow 1998, AMBA**, Bratislava, p.117-124.

PINTO, I.D. & ORNELLAS, L.P., 1974. A new insect *Triassoblatta cargnini* Pinto & Ornellas, sp.nov., a Triassic blattoid from Santa Maria Formation, South Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **46**:515-521.

PINTO, I.D. & ORNELLAS, L.P., 1978. Upper Carboniferous insects (Protorthoptera and Paraplecoptera) from the Gondwana (South America, Africa and Asia). **Pesquisas**, Porto Alegre, **11**:305-321.

PINTO, I.D. & ORNELLAS, L.P., 1980. Permian insects from the Paraná Basin, South Brazil. II – Neuroptera. **Pesquisas**, Porto Alegre, **13**:153-159.

PINTO, I.D. & ORNELLAS, L.P., 1981. Permian insects from the Paraná Basin, South Brazil. III – Homoptera – 1 - Pereboridae. In: CONGRESSO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 2., e CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1, 1978, Buenos Aires. **Anais...** Buenos Aires: APA. v.4, p.207-213.

PINTO, I.D. & ORNELLAS, L.P., 1990. Substitute names for the extinct families Narkemocacurgidae Pinto & Ornellas, 1978 and Cacurgonarkemidae Pinto, 1990. **Pesquisas**, Porto Alegre, **18**(1):93.

PINTO, I.D. & PURPER, I., 1978. A new genus and two species of plecopteran insects from lhe Triassic of Argentina. **Pesquisas**, Porto Alegre, **10**:77-86.

PINTO, I.D. & PURPER, I., 1979. Brazilian Paleozoic blattoids: revision and new species. **Pesquisas**, Porto Alegre, **12**:9-23.

PINTO, I.D. & PURPER, I., 1986. A new blattoid from the Cretaceous of Brazil. **Pesquisas**, Porto Alegre, **18**:5-10.

PIOVEZANA, A.C. & PESENTI, M., 2004. **A paleoentomofauna da bacia terciária de Aiuruoca – Minas Gerais – Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Guarulhos, SP, p.31

POLEGATTO, C.M. & ZAMBONI, J.C., 2001. Inferences regarding the feeding behavior and morphoecological patterns of fossil mayfly nymphs (Insecta Ephemeroptera) from the Lower Cretaceous Santana Formation of northeastern Brazil. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **24**(52/53):145-160.

POPHAM, E.J., 1990. Dermaptera. In: Grimaldi, D.A. (ed). Insects from the Santana Formation, Lower Cretaceous of Brazil. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, Washington, **195**:69-75.

RASNITSYN, A.P., 2002. Subclass Scarabaeona Laicharting, 1781. The winged insects. In: RASNITSYN, A.P. & QUICKE, D.L.J. (Eds.) **History of insects**. The Nederlands: Rasnitsyn, A.P. and Quicke Ed. Kluwer Academic Publishers. 517p.

RIBEIRO, G.C. & KRZEMINSKI, W., 2000. New information on Limoniidae (Diptera: Tipulomorpha) from the Lower Cretaceous Santana Formation (northeastern Brazil). **Polskie Pismo Entomologiczne**, Varsow, **69**:451-457.

RIBEIRO, G.C. & MARTINS NETO, R.G., 1999. A new Tipulidae (Insecta, Diptera) from the Santana Formation (Araripe Basin, Lower Cretaceous, Northeastern Brazil). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999, Serra Negra. **Boletim...** Serra Negra: UNESP/SBG. p.207-212.

RÖSLER, O., ROHN, R. & ALBAMONTE, 1981. Libélula perminana do Estado de São Paulo, Brasil (Formação Irati); *Gondvanoptilon brasiliense* gen. et sp.nov. **Anais do II Congresso Latino-Americano de Paleontologia**, Porto Alegre, **1**:221-232.

SANTIAGO-BLAY, J.A.; SOLEGLAD, M.E.; GARIBAY-ROMERO, L.M. & CHEN, S., 2001. A Tertiary scorpion from Mexico and another non-buthid Cretaceous scorpion from Brazil. In: Geological Society of America. Annual Meetings and Exposition. A Geo-Odyssey, November 1-10, 2001, Boston. **Abstracts with Programs 33**, p.A266.

SCHNEIDER, J., 1983. Die Blattodea (Insecta) des paläozoikuns. Teil I: Systematik, Ökölogie und Biostratigraphie. Prolherger Forschungechafte, C302 Deutsch Verlag f. **Grundstoffindunter**, Leipzig. p.106-145.

SCHWANKE, C. & KELLNER, A.W.A., 1999.Presença de perfurações de insetos (Coleoptera?) em ossos isolados de sinapsídeos da Formação Santa Maria, Bacia do Paraná, Triássico do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16., 1999, Crato. **Boletim de Resumos...** Crato: SBP. p.100.

SELDEN, P.A.; CASADO, F.C. & MESQUITA, M.V., 2002. Funnel-web spiders (Araneae: Dipluridae) from the Lower Cretaceous of Brazil. SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6. SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 2., 2002, São Pedro. **Boletim...** São Pedro: UNESP/SBG. p.89-91.

SELDEN, P.A. & SHEAR, W.A., 1996. The first mesozoic Solifugae (Arachnida), from the Cretaceous of Brazil, and a redescription of the Palaeozoic solifuge. **Palaeontology**, London, **39**(3):583-604.

STOROZHENKO, S.Y., 1997. Classification of order Grylloblattida (Insecta), with description of new taxa. **Far Eastern Entomologist**, Vladivostok, **42**:1-20.

TÁVORA, V.A. & MIRANDA, M.C.C., 2004. Sistemática e tafonomia de uma fáunula de crustáceos decápodes da Formação Maria Farinha (Paleoceno), Estado de Pernambuco, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, **7**(1):45-52.

TÁVORA, V.A. & PONTES, K.G.A., 2002. Paleoecologia dos cirrípedes balanomorfos da Formação Pirabas (Eomioceno)- Estado do Pará In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 61., 2002, João Pessoa. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Nordeste,. v.1., p.683.

TÁVORA, V.A. & SILVA JUNIOR, O.G., 2002. Petrografia e geoquímica dos carcinólitos da ecofácies Baunilha Grande da Formação Pirabas (Eomioceno)- Estado do Pará. **Revista Brasileira de Paleontologia**, Rio de Janeiro, **3**:5-16.

TÁVORA, V.A. & SOUZA, S.R., 2000a. Primeiro registro fóssil de *Portunus spinimanus* e *Tetraxanthus rathbunae* no Brasil- Formação Pirabas no Estado do Pará In: CONGRESSO BRASILEIRO SOBRE CRUSTÁCEOS, 1., 2000, São Pedro. **Programa e Resumos...** São Pedro: Sociedade Brasileira de Carcinologia. p.191-191.

TÁVORA, V.A. & SOUZA, S.R.S., 2000b. O paleoambiente de *Uca maracoani* no Mioceno In: CONGRESSO BRASILEIRO SOBRE CRUSTÁCEOS, 1., 2000, São Pedro. **Programa e Resumos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Carcinologia. p.114-114.

TÁVORA, V.A.; SOUZA, S.R. & MESQUITA, N., 2000. Um evento de mortandade em massa de crustáceos decápodes na Formação Pirabas (Eomioceno) - Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO SOBRE CRUSTÁCEOS, 1., 2000, São Pedro. **Programa e Resumos...** São Pedro: Sociedade Brasileira de Carcinologia. p.115.

TÁVORA, V.A. & VIANA, M.S.S., 2003. Carcinolites of the Pirabas Formation (Early Miocene), Pará State, Brazil. **Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia**, Rio de Janeiro (71):1-11.

UEDA, K., 1997. A new palaeontinid species from the Lower Cretaceous of Brazil (Homoptera, Palaeontinidae). **Bulletin Kitakyushu Museum of Natural History**, Tokyo, **16**:99-104.

VRSANSKY, P., 1999. Lower Cretaceus Blattaria. **Proceedings of the First Palaeoentomological Conference**. Moscow 1998, AMBA, Bratislava, p.167-176.

VULCANO, M.A. & PEREIRA, F.S., 1987. Entomofauna fóssil da Chapada do Araripe, Ceará, Brasil – *Cretaceimelittomoides cearensis* gen.nov., sp.nov. (Coleoptera: Pyrochroidae). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, Rio de Janeiro. **Resumo das Comunicações...** Rio de Janeiro: SBP. p.27.

WILMANN, R., 1994. Raphidiodea aus dem Lias und die Phylogenie der Kamelhasfliegen (Insecta: Holometabola). **Paläontological Zhurnal**, Berlin, **68**(1/2):167-197.

WILSON, H.M., 2001. First mesozoic scutigeromorph centipede from the Lower Cretaceous of Brazil. **Palaeontology**, Washington, **44**:489-495.

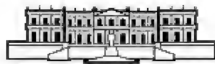
WILSON, H.M., 2003. A new scolopendromorph centipede (Myriapoda, Chilopoda) from the Lower Cretaceous (Aptian) of Brazil. **Journal of Paleontology**, Washington, **77**:73-77.

WÜRDIG, N.L.; PINTO, I.D. & ADAMI-RODRIGUES, K., 1998. South American paleozoic faunulae and two new insects. Chronological, paleogeographical and systematic interpretation. **Proceedings of the First Palaeoentomological Conference**, Moscow, 1998, AMBA, Bratislava, p.177-184.

ZAMBONI, J.C., 2001. Contribution to the knowledge of the paleoentomofauna from Santana Formation (Crato Member, Lower Cretaceous, Northeast Brazil) with description of new taxa. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, **24**(52/53):129-135.

ZAMBONI, J.C.; MARTINS NETO, R.G. & POPOV, Y., 2002. Paranoikidae n.fam., a new family of Nepoidea (Insecta, Heteroptera) from the Santana Formation (Lower Cretaceous, notheastern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6., SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 2., 2002, São Pedro. **Boletim...** São Pedro: UNESP/SBG. p.71-76.

ZHERIKHIN, V.V. & GRATSHEV, V.G., 2004. Fossil curculionid beetles (Coleoptera, Curculionoidea) from the Lower Cretaceous of Northeastern Brazil. **Paleontological Journal**, Moscow, **38**(5):528-537.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.495-505, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

SOME MIDDLE DEVONIAN (EIFELIAN-GIVETIAN) FOSSIL FISH REMAINS FROM THE PIMENTEIRA FORMATION OF THE PARNAÍBA BASIN, NORTHEAST BRAZIL [1]

(With 4 figures)

JOHN G. MAISEY [2]
JOSÉ HENRIQUE G. MELO [3]

ABSTRACT: Some Middle Devonian (late Eifelian-early Givetian) fossil fish remains are described from an outcrop of the Pimenteira Formation on the eastern border of the Parnaíba Basin (Picos area, State of Piauí, northeast Brazil). These remains include a fin spine with ribbed ornament, a bicuspid shark tooth similar to those of xenacanths and omalodontids, a badly-preserved *Machaeracanthus* spine, and small indeterminate scales and fragments of what may be prismatically calcified cartilage. The bicuspid tooth is the first record of its kind from the Devonian of Brazil and the first unequivocal Devonian record from South America. Its principal cusps have widely spaced cristae, like teeth of the Gondwanan Devonian elasmobranch *Antarctilamna*, but small intermediate cusps are absent (as in *Leonodus*). The fin spine has comparable ornament to those of *Ctenacanthus*, *Antarctilamna*, and *Doliodus*, but is too poorly preserved for accurate determination. *Machaeracanthus* is the most widespread Devonian vertebrate in the Malvinokaffric Realm, and its spines are also known from the Old World and Eastern Americas realms, although scales referred to the genus are reported from outside these three regions. The occurrences of *Machaeracanthus* spines in the Parnaíba and Amazon basins lends support to an earlier proposal based on the distribution of invertebrate fossils that these basins provided maritime connections existed between the Malvinokaffric and the Old World/Eastern Americas realms during the late Eifelian - early Givetian.

Key words: Devonian. Pimenteira Formation. Parnaíba Basin. Malvinokaffric. Elasmobranch.

RESUMO: Alguns restos de peixes fósseis do Devoniano Médio (Eifeliano-Givetiano) da Formação Pimenteira da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil.

Restos de peixes fósseis do Devoniano Médio (Neo-eifeliano - Eogivetiano) são descritos da Formação Pimenteira, em sua faixa aflorante na margem oriental da Bacia do Parnaíba (região de Picos, PI, nordeste do Brasil). Os fósseis incluem um espinho de nadadeira ornamentado com costelas, um dente bicúspide de tubarão similar aos dos xenacantos e omalodôntidas, e um espinho mal preservado de *Machaeracanthus*. Além disso, registram-se pequenas escamas indeterminadas e possíveis fragmentos de cartilagem com calcificação prismática. O dente bicúspide constitui o primeiro achado dessa natureza no Devoniano do Brasil, sendo também o primeiro com registro inequívoco no Devoniano da América do Sul. Suas cúspides principais possuem cristas bem espaçadas entre si (tal como se verifica nos dentes de *Antarctilamna*, um elasmobrânquio devoniano do Gondwana), porém inexistem pequenas cúspides intermediárias (como em *Leonodus*). O espinho da nadadeira possui ornamentação comparável à de *Ctenacanthus*, *Antarctilamna* e *Doliodus*, porém a sua má preservacão não permite uma determinação segura. *Machaeracanthus* é o vertebrado devoniano com a mais ampla distribuição no Reino Malvinocáfrico, e seus espinhos são também conhecidos nos reinos do Velho Mundo e América Oriental, embora escamas referidas ao gênero tenham sido assinaladas fora dessas três regiões. A ocorrência de espinhos de *Machaeracanthus* nas bacias do Parnaíba e Amazonas reforça uma proposta anterior (baseada na distribuição de certos invertebrados fósseis) de conexões marinhas entre essas duas bacias e os reinos Malvinocáfrico, do Velho Mundo e da América Oriental durante o Neo-eifeliano - Eogivetiano.

Palavras-chave: Devoniano. Formação Pimenteira. Bacia do Parnaíba. Malvinocáfrico. Elasmobrânquio.

[1] Submitted on April 16, 2004. Accepted on July 25, 2005.
[2] American Museum of Natural History, Division of Paleontology. Central Park West & 79th Street, New York, NY 10024-5192, USA.
[3] Petrobras/Cenpes/Pdep/Bpa. Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, 21949-900 Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

INTRODUCTION

Reports of Devonian vertebrates are still rare in Brazil, so the presence of fossil fish remains in the Pimenteira Formation of the Parnaíba Basin (Maranhão Basin in earlier Brazilian literature) is therefore of considerable interest. CASTER (1948, 1952) first reported the occurrence of "fishbones" and "fish spines" in sandstones and "pebbles" (ferruginous concretions) of the Picos area, in State of Piauí, northeast Brazil. KEGEL (1953) and SANTOS (1961) also recorded spines attributed to *Ctenacanthus* Agassiz, 1835, *Machaeracanthus* Newberry, 1857 and *Devoncanthus* (now a *nomen nudum*) in the Picos region although no actual specimens were described. The material came from what was then termed the Picos Member of the Pimenteira Formation (see also CAMPOS, 1964; RICHTER, 1983). Subsequently, MELO (1988) mentioned that *Ctenacanthus* spines occur in the Pimenteira Formation, and a fin spine of "*Ctenacanthus* type" was later described by JANVIER & MELO (1992, fig.6). In addition to these Pimenteira occurrences, fragmentary fish remains of unknown affinity have also been reported by KEGEL (1953) from the underlying Itaim Formation, a Devonian rock unit originally defined as a lower member of the Pimenteira Formation (KEGEL, 1953; see also CAPUTO, 1984 and GÓES & FEIJÓ, 1994 for details about the regional Devonian lithostratigraphy).

The Pimenteira Formation (SMALL, 1914) consists of interlayered sandstones and siltstones/shales which were mostly deposited as tempestites (offshore bars or shallow shelf sediments with large-scale hummocky cross-stratification; DELLA FAVERA, 1982, 1990), which formed under the influence of storm-generated waves and currents. The base of the Pimenteira Formation marks the first widespread Devonian transgression across the Parnaíba Basin and conformably overlies the Itaim Formation, which has a much sandier character and is probably of fluvial to deltaic and shallow marine origin (CAROZZI *et al.*, 1975; CAPUTO, 1984). Both units were initially regarded as Early Devonian on the basis of megafossil evidence (CASTER, 1948; KEGEL, 1953; SANTOS, 1961), but subsequent palynological investigations suggest that the Pimenteira Formation is actually of Middle to Late Devonian age (DAEMON, 1974, 1976; ANDRADE & DAEMON, 1974). Acccording to the most recent miospore- and chitinozoan-based revisions, the bulk of the Itaim Formation is late Emsian to early Eifelian, whereas the Pimenteira Formation ranges in age from late Eifelian to late Frasnian or earliest Famennian (LOBOZIAK *et al.*, 1992, 1993, 1994a-b; LOBOZIAK & MELO, 2000, 2002; LOBOZIAK *et al.*, 2000; GRAHN, LOBOZIAK & MELO, 2001). However, due to a remarkable shift of lithofacies from west to east across the Parnaíba Basin, the Late Devonian part of the Pimenteira Formation is unknown in outcrops on the eastern side of the basin, where it is replaced by partly coeval sandstones of the overlying Cabeças Formation (CAPUTO, 1984; LOBOZIAK *et al.*, 2000). The older Pimenteira section (from which the fossil fish remains were recovered) crops out along both margins of the basin and is now considered to be entirely of late Eifelian - early Givetian age, placing it firmly within the younger end of the total time range of the Malvinokaffric Realm. Invertebrate fossils from the lower Pimenteira Formation (first recorded by CASTER, 1948 and KEGEL, 1953) have not been thoroughly investigated, but include a mixture of Malvinokaffric, Old World, and Eastern Americas elements, much like contemporary Amazon Basin assemblages farther to the west. For example, Malvinokaffric trilobites such as *Metacryphaeus* Reed, 1907 and *Burmeisteria* Salter, 1865, are present in the Pimenteira Formation (CARVALHO, EDGECOMBE & LIEBERMAN, 1997) although many other invertebrate taxa usually found in Malvinokaffric assemblages have not been recorded (MELO, 1988), and the Old World brachiopod *Tropidoleptus* Hall, 1857 also occurs here (FONSECA & MELO, 1991).

The fossil fish remains described herein, together with mudballs and indeterminate bivalves, occur as lag deposits within the basal, coarser-grained part of a fairly thick, hummocky cross-stratified, fining-upward sandstone bed that grades into overlying pelites with wavy/linsen structures (tempestites). A good exposure of these superposed tempestite units was found at a roadcut near the km 316 milepost of highway BR-316, about 5 km east of Picos city, State of Piauí, on the eastern border of the Parnaíba Basin (Fig.1). Stratigraphically, this section is well below the concretionary interval that yielded JANVIER & MELO's (1992) ctenacanthid spine, but is apparently higher than the basal Pimenteira position (F1-A in text-fig. 5 of JANVIER & MELO, 1992) from which *Ctenacanthus* and *Machaeracanthus* were reported east of Picos by KEGEL (1953) and SANTOS (1961).

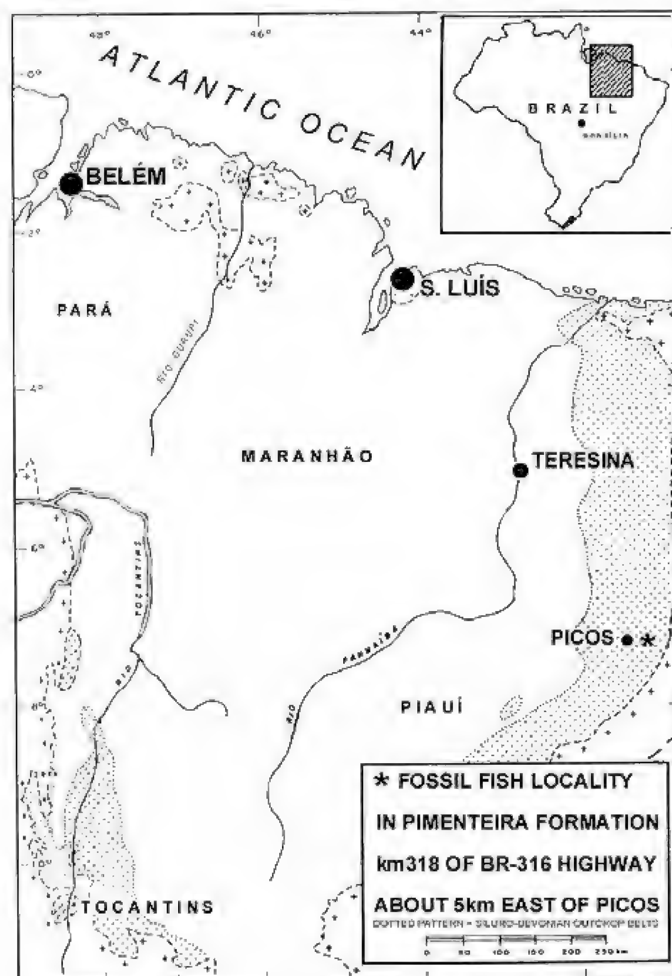


Fig.1- Map showing the locality in the Pimenteira Formation where the material was found.

The fish remains described here were originally associated in a single piece of matrix collected from the lower Pimenteira Formation in August 1991 by J.H.G.Melo, although they have now been separated for preparation and study. All the material is deposited in the Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, Brazil (MPEG 220-V). The remains are preserved in a coarse micaceous sandstone, mostly as natural casts, but microscopic fish scales are preserved within small rounded clasts (possibly the remains of coprolites) in the sandstone. Although the material fragmentary and not well preserved, it includes a *Machaeracanthus* spine and therefore confirms the presence of this form in the Pimenteira Formation. Another *Ctenacanthus*-like spine is also represented, as well as the external mold of a bicuspid xenacanth-like tooth, numerous microscopic scales and fragments of what may be prismatically calcified cartilage. This new sample therefore expands the record of marine fishes from the Pimenteira Formation and improves our resolution of the ichthyofauna in this part of western Gondwana during the Middle Devonian.

DESCRIPTION

Chondrichthyan fin spine

The fin spine (MPEG 220-V-a) is approximately 95mm long, slightly recurved posteriorly, and seems to be bilaterally symmetrical (Fig.2). It is ornamented with numerous closely-spaced, narrow costae (ridges) extending over the lateral and anterior surface. The costae are not well preserved and it is uncertain whether they were originally ornamented with pectinations. The posterior wall of the spine is flat or slightly concave and lacks a median ridge distally. Such a ridge is present in fin spines of *Ctenacanthus sensu* MAISEY (1981). The posterolateral margins of

the fin spine bear a series of approximately 15 small but distinct retrorse denticles, each one about twice as long as deep. The level of posterior closure has not been determined in the Pimenteira fin spine because its base is incomplete and there is little evidence of a posterior opening. Although the laterally-compressed shape and general arrangement of the ornament in the Pimenteira fin spine resembles that of many Paleozoic ctenacanth sharks, it is not possible to identify this spine to genus (see discussion below). The "*Ctenacanthus* type" fin spine from the Pimenteira Formation described by JANVIER & MELO (1992) also has pectinate ornament and may represent the same taxon as the spine described here. The identification of most isolated Paleozoic fish fin spines is problematic, especially those which were formerly referred to the form-genus *Ctenacanthus*. There is no convincing morphological evidence that "ctenacanth" sharks form a monophyletic group (MAISEY, 1981, 1982, 1984), or even how to characterize them, since sharks classified as ctenacanths share only plesiomorphic features (e.g., two dorsal fins, dorsal fin spines, "cladodont" teeth, anal fin) that are also found in many other extinct sharks. At best, "ctenacanths" can only be loosely defined on a phenetic basis, as extinct sharks that possessed "cladodont" teeth (discussed below) plus dorsal fin spines; some "cladodont"-toothed sharks lacked fin spines (e.g., symmoriids), and many "non-cladodont" sharks have fin spines (*e.g.*, *Hybodus* Agassiz, 1837, *Squalus* Linnaeus, 1758), but only "ctenacanths" have both. Thus, "ctenacanths" are almost certainly a phenetically defined grade-group that has no reality in nature.

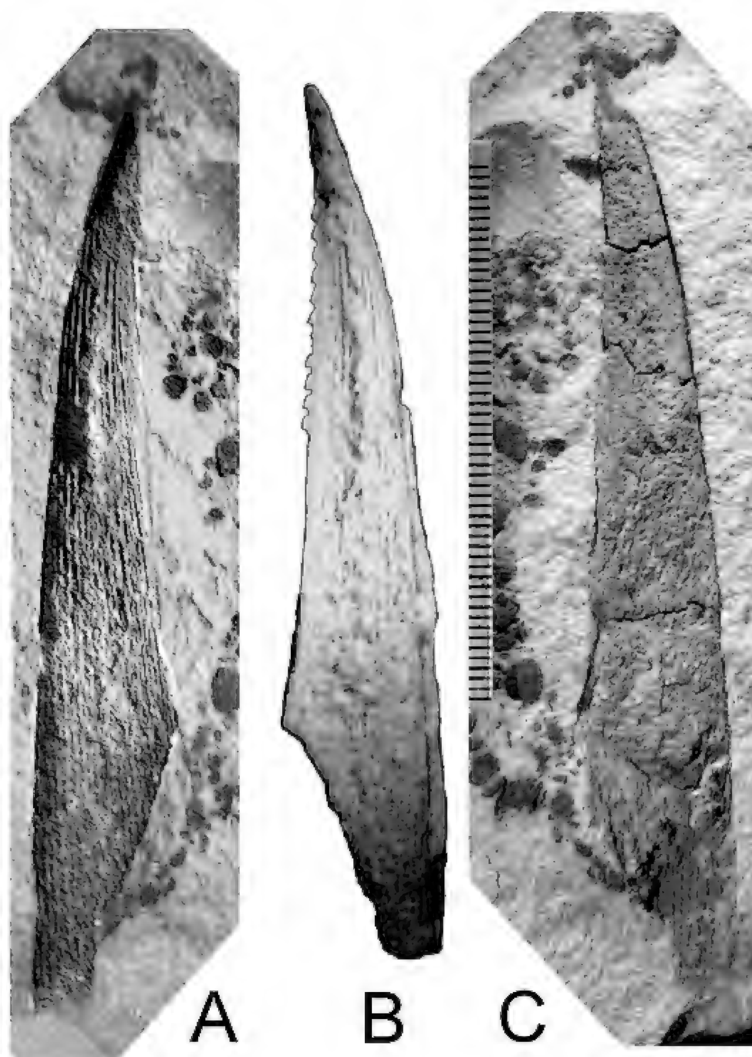


Fig.-2- Chondrichthyan dorsal fin spine (MPEG 220-V-a). (A), natural mold of spine; (B), silicone cast of spine prepared from natural mold, showing the right lateral surface; (C), counterpart of specimen with parts of spine still preserved. All views to same size; mm scale shown in (C).

Further complicating the picture, it has been suggested recently that paired pectoral fin spines were present in *Doliodus* Traquair, 1893 and perhaps in *Antarctilamna* Young, 1982 (MILLER, CLOUTIER & TURNER, 2001), although it is unclear whether these taxa had dorsal as well as pectoral fin spines. Originally it was thought that all chondrichthyan fin spines were unpaired and were inserted in front of the dorsal fins. Importantly, the ornament of *Antarctilamna* (and *Doliodus*) fin spines is remarkably similar to that of *Ctenacanthus* dorsal spines (*sensu* MAISEY, 1982). Although complete *Antarctilamna* and *Ctenacanthus* fin spines are distinguishable on the basis of morphological characters other than ornament, we can no longer assume that fragmentary *Ctenacanthus* fin spines are from the dorsal fin, or from sharks with "cladodont" teeth.

The Pimenteira fin spine displays few features of systematic value apart from its ribbed and possibly pectinate ornament pattern, the posterolateral denticle series, and the flat or concave posterior wall. Pectinate ornament occurs in another fragmentary fin spine from the Pimenteira Formation (JANVIER & MELO, 1992) and both specimens could belong to the same taxon. Posterolateral denticle rows like those observed on the Pimenteira specimen commonly occur in Paleozoic shark fin spines. In *Ctenacanthus*, these denticles are small, but in *Doliodus* they are comparatively large (WOODWARD, 1891). Fin spines referred to *Antarctilamna* lack posterolateral denticle rows (YOUNG, 1982). Unfortunately, the posterior wall is not preserved in the example described by JANVIER & MELO (1992) and it is unknown whether posterolateral denticles were originally present. The posterior wall of *Ctenacanthus* fin spines (*sensu* MAISEY, 1981) have a central ridge running along the posterior midline, gradually becoming obsolete proximally (although it is sometimes exaggerated by post-mortem crushing). A strong median ridge is present in hybodont fin spines (*e.g.*, *Hybodus*, *Asteracanthus*) Agassiz, 1837 and a weak ridge is present in *Antarctilamna*. The shape of this region has yet to be determined in *Doliodus* spines. In modern sharks (*e.g.*, *Squalus*, *Heterodontus* Blainville, 1816), the fin spine posterior wall is either flat or gently concave. While the shape of the spine posterior wall may have some systematic significance, its original shape is sometimes difficult to determine because this part of the spine is relatively weak and frequently collapses outward during fossilization, giving the appearance of a posterior ridge even where one may not have been present in life.

The length of the unornamented basal region and the angle of spine insertion are other important variables. *Antarctilamna* fin spines have a very short inserted region and a large basal opening which extends a considerable distance up the posterior wall (YOUNG, 1982), showing that the fin spine was not deeply inserted into the dorsal midline. It is unclear whether *Doliodus* spines had a deep insertion. Typical *Ctenacanthus* dorsal fin spines possess a long basal region which was deeply inserted at the dorsal midline (the "phalacanthous" arrangement *sensu* ZANGERL, 1973), and it is not uncommon for the anterior fin spine to be inserted more obliquely than the posterior one. Unfortunately, the inserted parts are not preserved in spine described here nor in the specimen described by JANVIER & MELO (1992). It is therefore uncertain whether these spines originated in the median or paired fins.

Bicuspid shark tooth

The bicuspid tooth from the Pimenteira Formation is the first such Devonian record from Brazil and is apparently only the second example reported from South America (the first is a poorly preserved tooth from the Upper Devonian of Colombia, tentatively referred to *Antarctilamna*; JANVIER & VILLARROEL, 2000). The slab containing the fin spine also includes the external mold of a single bicuspid tooth (MPEG 220-V-b), from which a latex peel was prepared (Fig. 3). Two principal cusps are present, both of which are slightly curved and divergent apically, as in xenacanths, *Doliodus*, and *Antarctilamna*. One cusp (approximately 6.5 mm tall) is exposed on the surface of the slab. The other cusp extends into the matrix but the latex peel shows it to be slightly shorter or almost equal in size to the exposed one. Using the terminology of xenacanth teeth proposed by JOHNSON (1999), the buried cusp is probably the major principal cusp, and the exposed one is the minor principal cusp. There is no evidence of any short intermediate cusps between the two principal ones. There is a medial cutting edge on both principal cusps, and a second continuous crista or ridge on the labial surface of each cusp, but no evidence of serrations along the cutting edges. The tooth base is not preserved, and it is therefore uncertain whether an apical button or basal tubercle was originally present.

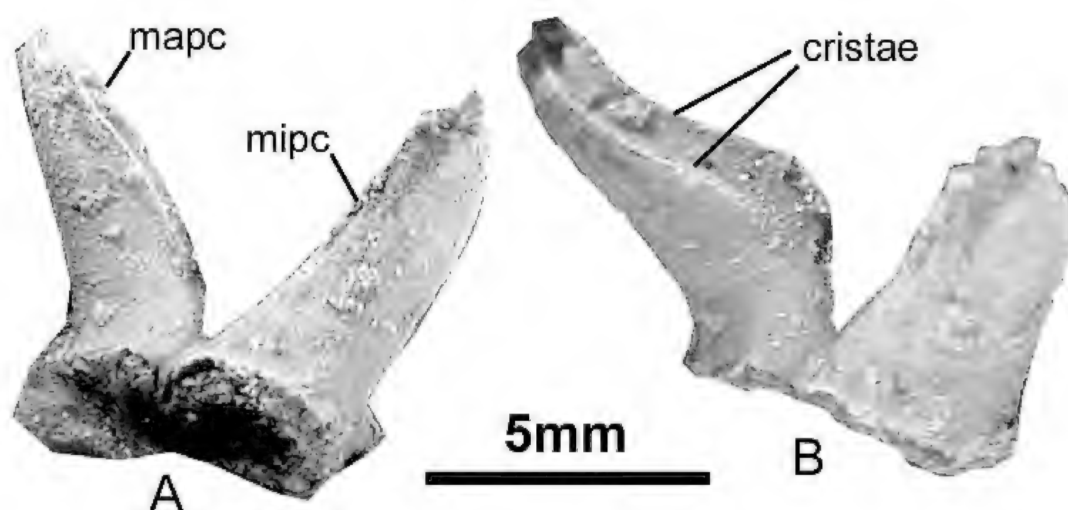


Fig.3- Diplodont tooth crown (MPEG 220-V-b). Two views of latex cast prepared from natural mold. (A), lingual view; (B), dorso-lingual view to show paired cristae. Abbreviations: mapc; major principal cusp; mipc, minor principal cusp.

Xenacanth teeth are characteristically bicuspid, with strongly divergent and asymmetrical principal cusps usually separated by one or more intermediate cusps, and with an apical button and basal tubercle on the basal plate (*e.g.*, *Diplodoselache* Dick, 1981, *Orthacanthus* Agassiz, 1843, *Triodus* Jordan, 1849). However, similar bicuspid tooth morphology is also characteristic of the earliest fossil shark teeth (*e.g.*, *Leonodus* Mader, 1986; Lower Gedinnian; MADER, 1986; *Doliodus*, Pragian/Emsian; MILLER *et al.*, 2001) and may represent a plesiomorphic gestalt for shark teeth. These early bicuspid teeth display considerable variation in presence or absence of an intermediate cusp, apical button, and basal tubercle, and in the extent to which the principal cusps are connected basally. Although xenacanths have bicuspid teeth, not all bicuspid teeth necessarily belong to xenacanths (many of the earliest forms with a labially extended base have been classified together within the Omalodontida; TURNER, 1997). Multicuspid "cladodont" teeth appear much later in the fossil record than bicuspid ones, lending biostratigraphic support to the notion that the latter are more primitive (supposed pre-Givetian "cladodont" records are considered unreliable; M. Ginter, pers. commun., 2002).

In xenacanths, intermediate cusps are sometimes absent (e.g., in some *Orthacanthus* and *Dicentrodus* Traquair, 1888 teeth; JOHNSON, 1999: HAMPE, 2003). In *Leonodus*, the principal cusps are widely separated and ornamented with cristae, an intermediate cusp is absent, and an elongated basal tubercle is present. YOUNG's (1982) elasmobranch material from the Aztec Sandstone of Antarctica (late Givetian- early Frasnian) was referred to two genera; *Antarctilamna* teeth were characterized as bicuspid, with widely-spaced cristae on the principal cusps (resembling the Pimenteira tooth) but have one or two intermediate cusps between the principal ones; the other teeth (which he referred to *Xenacanthus* sp. Beyrich, 1848) lack both cristae and intermediate cusps. All the teeth described by YOUNG (1982) seem to lack an apical button and basal tubercle like those of xenacanths, and the two principal cusps in most of the teeth are separate or only weakly connected basally, instead of being broadly connected as in xenacanths. Thus, the Pimenteira tooth shows general similarities with both *Leonodus* and *Antarctilamna*, but cannot be referred with confidence to either genus.

Machaeracanthus spine

The *Machaeracanthus* spine (MPEG 220-V-c; Fig.4) is badly preserved, but its observed features (e.g., smooth surface, with a characteristic cross-section and bladelike keel) are characteristic of *Machaeracanthus* spines generally (although it is not possible to assign the specimen to any particular nominal species). *Machaeracanthus* spines are distinct from other chondrichthyan and acanthodian spines both morphologically and histologically. A pair of spines associated with perichondrally ossified scapulocoracoids and other skeletal elements was described by ZIDEK (1975). *Machaeracanthus* spines are always asymmetrical and it is possible that median ones were absent.

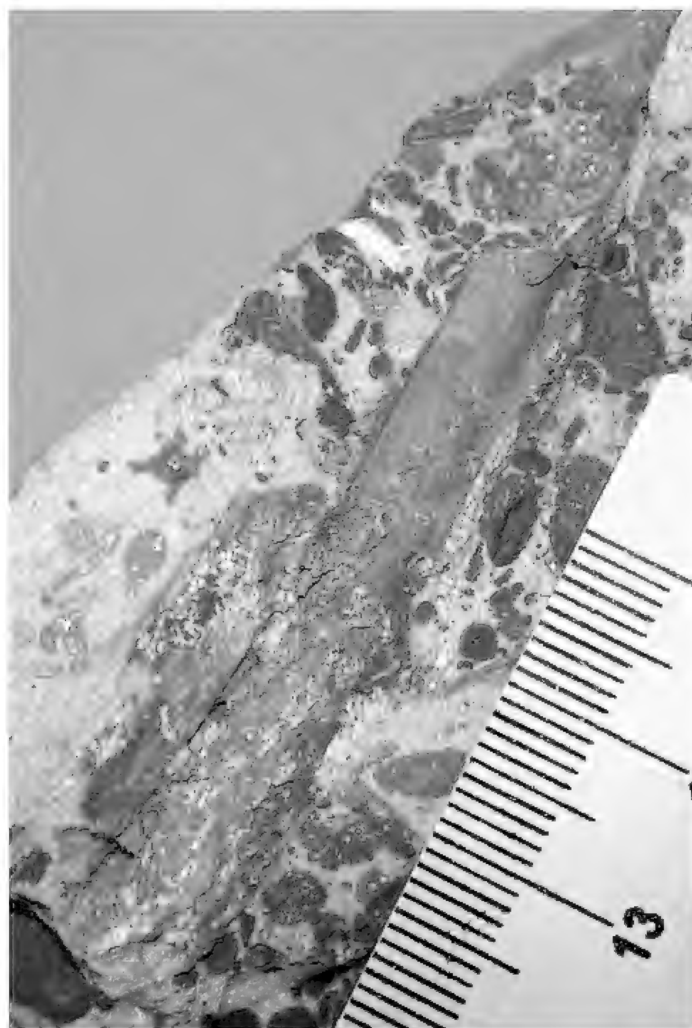


Fig.4- Badly preserved spine of *Machaeracanthus* (MPEG 220-V-c). Scale in mm.

Some specimens have been found associated with ischnacanthid-like tooth whorls and/or acanthodian scales (ZIDEK, 1975, 1981; MAISEY, BORGHI & CARVALHO, 2002), and *Machaeracanthus* is generally considered to be some kind of ischnacanthid acanthodian although its systematic position is still poorly resolved. Whatever its relationships, however, *Machaeracanthus* is the most widespread vertebrate known from the Malvinokaffric Realm.

The genus *Machaeracanthus* was originally founded on isolated spines and the type species (*M. peracutus* Newberry, 1857), has been documented from the Middle Devonian of Ohio, New York and Ontario, and from the Upper Emsian of Morocco (NEWBERRY, 1857; LEHMAN, 1976, 1977; DENISON, 1979; DINELEY & LOEFFLER, 1993). Malvinokaffric records encompass a wide geographic area including parts of Brazil (e.g., Pimenteira Formation, Parnaíba Basin; CAMPOS, 1964; RICHTER, 1983; LELIÈVRE, JANVIER & BLIECK, 1993), Antarctica (Horlick and Ellsworth Mountains; YOUNG, 1986; WEBERS *et al.*, 1992), South Africa (Lower Bokkeveld Group; ANDERSON *et al.*, 1999), Bolivia and the Falkland Islands (MAISEY *et al.*, 2002). There is also one further Brazilian *Machaeracanthus* record of note in the Amazon Basin, from the uppermost part of the Lontra Member of the Maecuru Formation (KATZER, 1897; MELO, 1988), an interval of proven Eifelian age that is correlative with the uppermost Itaim/basal Pimenteira interval of the Parnaíba Basin, according to recent palynological data (LOBOZIAK & MELO, 2000, 2002; MELO & LOBOZIAK, 2001, 2003). Like the Parnaíba Basin, the Amazon Basin has yielded a "mixed" invertebrate assemblage (including Malvinokaffric and Eastern Americas/Old World taxa), and is considered to be a biogeographic boundary area with a postulated Emsian-Eifelian marine connection to Bolivia or southern Peru (MELO, 1988).

There are many references in the literature to occurrences of Lower and Middle Devonian *Machaeracanthus* in other parts of the world, including New Zealand, eastern Australia, and China (MACADIE, 1985; TURNER, 1993; WANG, 1993; BURROW, 2000). However, no *Machaeracanthus* spines have been reported from those regions and the records are based solely on scales similar to examples found with *Machaeracanthus* spines elsewhere. Thus, the distribution of *Machaeracanthus* spines within the Malvinokaffric, Old World, and Eastern Americas realms (the maritime equivalent of the Euramerican province in YOUNG, 1981) is far more restricted than records of its scales. It is possible that the scales have simply been misidentified or that spines are under-represented in some parts of the world because of sampling or preservational factors, but it is also conceivable is that close relatives of *Machaeracanthus* lacked fin spines (especially since *Machaeracanthus* itself may have lacked median ones).

It is curious that there is strong endemism among invertebrates in the Malvinokaffric, Old World, and Eastern Americas realms, with only localized faunal mixing between the southern Malvinokaffric Realm and the northern Old World and Eastern Americas realms, yet *Machaeracanthus* spines occur in all three areas and apparently nowhere else. If this fossil record accurately reflects an original biogeographic distribution pattern, it is possible that the physical and/or physiological factors leading to endemism among invertebrates within these realms did not affect *Machaeracanthus*, whereas barriers to dispersal outside this larger region affected all these forms.

Other remains

Other vertebrate remains include small patches of prismatically mineralized tissue (possibly parts of a chondrichthyan endoskeleton), and microscopic fish scales within phosphatic pellets (presumed to be coprolites or enteroliths). The size of the phosphatic pellets (if they are correctly identified) suggests the presence of a fairly large vertebrate predator (possibly the chondrichthyan), which was presumably feeding on much smaller prey.

DISCUSSION

All the vertebrate material described from the Pimenteira Formation is fragmentary and poorly preserved (like other Devonian vertebrate remains known from Brazil), but it nevertheless indicates that a diverse ichthyofauna including chondrichthyans, acanthodians, and perhaps osteichthyans was originally present. This material provides the basis for some interesting speculation about their taxonomic representation, diversity, and biogeographical significance.

Given that all these disarticulated remains were found together in the Pimenteira Formation, it is possible that some may belong to the same taxon (e.g., the fin spine and tooth, since bicuspid teeth and pectinate fin spines occur in the Devonian chondrichthyans *Antarctilamna* and *Doliodus*. GOUJET (1993) has suggested that *Leonodus* (founded on bicuspid teeth) may be congeneric with *Machaeracanthus* and JANVIER (1996, fig. 4.63E) even figured a *Leonodus* tooth under the name of *Machaeracanthus*. The Pimenteira tooth certainly resembles those of *Leonodus* in lacking an intermediate cusp, but the case for associating it with *Machaeracanthus* seems tenuous at best. The tooth and the pectinate fin spine could both be from a single taxon allied to *Antarctilamna*, although this also seems unlikely because the tooth lacks intermediate cusps and the fin spine has an elongated inserted basal region. It is unlikely that paired *Machaeracanthus* spines belong to the same taxon as the pectinate spine, because shark and acanthodian fin spines typically have similar morphological features and ornament whatever their position on the body. Well preserved endoskeletal remains of primitive chondrichthyan fishes have been described from Early and Middle Devonian Malvinokaffric localities in Bolivia and South Africa (e.g., *Pucapampella* Janvier & Suarez-Riglos, 1986, *Zamponiopteron* Janvier & Suarez-Riglos, 1986; ANDERSON *et al.*, 1999; MAISEY, 2001; MAISEY & ANDERSON, 2001), but none of the Pimenteira material can be referred to those taxa on the basis of available evidence.

No placoderm remains have so far been recognized from the Pimenteira Formation, nor from any other Devonian strata in Brazil. Although placoderm fishes were abundant and widespread in many parts of the world during the Middle Devonian, their remains are rare in Malvinokaffric localities of Emsian-Eifelian age. The rhenanid *Bolivosteus* Goujet, Janvier & Suarez-Riglos, 1986 occurs in Bolivia (GOUJET, JANVIER & SUAREZ-RIGLOS, 1985) and was probably endemic to part if not all the Malvinokaffric Realm (it has not yet been found at other localities). The only other Malvinokaffric placoderm remains that have been documented are some undetermined antiarch-like plates from the Lower Bokkeveld beds of South Africa (ANDERSON *et al.*, 1999).

CONCLUSIONS

1. Fossil fish remains from Middle Devonian strata of the Pimenteira Formation of the Parnaíba Basin include bicuspid chondrichthyan teeth, fin spines with *Ctenacanthus*-like ornament, *Machaeracanthus* fin spines, and possibly osteichthyan scales. The present findings thus corroborate JANVIER & MELO's (1992) observations and also confirm the previously unsubstantiated reports of *Machaeracanthus* in KEGEL (1953) and SANTOS (1961).

2. This is the first Devonian record of a bicuspid shark tooth from Brazil and is only the second such record from South America. The tooth may belong to a xenacanth shark, although the earliest recognizable shark teeth are also bicuspid and it could represent a primitive elasmobranch morphotype. The tooth differs from those of *Antarctilamna* and resembles *Leonodus* in lacking intermediate cusps. It cannot be assigned either to xenacanths or to omalodontids.

3. The fin spine has pectinate "ctenacanth" ornament but may not belong to *Ctenacanthus*. Unfortunately it is too poorly preserved for accurate identification. The spine differs from those described from *Antarctilamna* in having a flat or concave posterior wall and posterolateral denticles.

4. The presence of *Machaeracanthus* spines in the Pimenteira Formation suggests a marine connection between the Old World-Eastern Americas realms and

the Malvinokaffric Realm. No satisfactory explanation can be provided for the fact that the records of *Machaeracanthus* based on spines and scales worldwide are strongly discordant geographically.

5. Apart from the fact that all the material described here was contained originally in a single lithological hand sample from the Pimenteira Formation, only circumstantial arguments can be made for associating these remains (e.g., the unproven notion that *Leonodus* teeth and *Machaeracanthus* spines are from the same taxon, or the presence of bicuspid teeth and pectinate fin spines in *Antarctilamna*).

6. There is no evidence of endemic Malvinokaffric fishes such as *Pucapampella*, *Zamponiopteron*, or *Bolivosteus* in the Pimenteira Formation.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Deusana Maria Machado for making the specimen available for study, and Maria da Gloria P. de Carvalho for encouraging us to complete this work. The latex cast of the tooth was prepared by Susan Klofak and the silicone peel of the spine was made by Jeanne Kelly (both at the AMNH). Support for this research was provided by the Herbert and Evelyn Axelrod endowment in Vertebrate Paleontology at the AMNH. J.H.G. Melo thanks Petrobras - Petroleo Brasileiro S.A. for permission to publish this paper. Finally, we would both like to recognize the important scientific contributions made by Professor Ignacio Brito during his carrer, and to acknowledge the help and encouragement he gave to us and to all his colleagues and students.

REFERENCES

ANNDERSON, M.E.; ALMON, J.E.; EVANS, F.J. & LONG, J.A., 1999. Devonian (Emsian-Eifelian) fish from the Lower Bokkeveld Group (Ceres subgroup), South Africa. **Journal of African Earth Science**, Johannesburg, **29**(1):179-194.

ANDRADE, S.M. & DAEMON, R.F., 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. **Anais...**, Porto Alegre, **2**:129-137.

BURROW, C., 2000. **Late Silurian to Middle Devonian acanthodians of eastern Australia**. 243p. Thesis (Unpubl. PhD thesis) - University of Queensland, St. Lucia.

CAMPOS, C.W.M., 1964. Estratigrafia das Bacias Paleozóica e Cretácea do Maranhão. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, **7**(2):137-164.

CAPUTO, M.V., 1984. **Stratigraphy, tectonics, palaeoclimatology, and palaeogeography of northern basins of Brazil**. 583p. Thesis (Unpubl. PhD thesis) - University of California, Santa Barbara.

CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.U.H., CARNEIRO, R.G., ESTEVES, F.R. & CONTREIRAS, C.J.A., 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. **Ciência Técnica do Petróleo. Seção: Exploração do Petróleo**, Rio de Janeiro,**7**:1-48.

CARVALHO, M.G.P.; EDGECOMBE, G.D. & LIEBERMAN, B.S., 1997. Devonian calmoniid trilobitesfrom the Parnaíba Basin, Piauí State, Brazil. **American Museum Novitates**, Nova York, **3192**:1-11.

CASTER, K.E., 1948. Excursão geológica ao Estado do Piauí. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, **12**(72):271-272.

CASTER, K.E., 1952. Stratigraphic and paleontologic data relevant to the problem of the Afro-American ligation during the Paleozoic and Mesozoic. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, Nova York, **99**(3):105-152.

DAEMON, R.F., 1974. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, Rio de Janeiro, **46**(3/4):549-587.

DAEMON, R.F., 1976. Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, **Anais... 2**:189-194.

DELLA-FAVERA, J.C., 1982. Devonian storm- and tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brazil. Bulletin of the **American Association of Petroleum Geologist**, Oklahoma **9**:562.

DELLA-FAVERA, J.C., 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba.** Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 243p.

DENISON, R., 1979. Acanthodii. In: SCHULTE, H.P. (Ed.) **Handbook of Paleoichthyology.** New York: Gustav Fischer & Stuttgart Press, **5**:1-62.

DINELEY, D.L. & LOEFFLER, E. J., 1993. Biostratigraphy of the Silurian and Devonian gnathostomes of the Euramerica province. In: LONG, J.A. (Ed.) **Palaeozoic Vertebrate Biostratigraphy and Biogeography**. Baltimore: Johns Hopkins Press. p.104-138.

FONSECA, V.M.M. & MELO, J.H.G., 1991. Ocorrência de *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) (Brachiopoda, Orthida) na Formação Pimenteira, e sua importância paleobiogeográfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10. **Anais...**, Rio de Janeiro, p.505-537.

GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, **8**:57-67.

GOUJET, D., 1993. Vertebrate microremains from northern Spain, their importance in correlation between marine and anon-marine Lower Devonian sediments. In: GROSS SYMPOSIUM, **Abstracts...**, Göttingen, p.28.

GOUJET, D.; JANVIER, P., & SUAREZ-RIGLOS, M., 1985. Un nouveau rhenanide (Vertebrata, Placodermi) de la Formation de Belen (Devonien Moyen), Bolivie. **Annales de Paleontologie**, Paris, **71**(1):35-53.

HAMPE, O., 2003. Revision of the Xenacanthida (Chondrichthyes: Elasmobranchii) from the Carboniferous of the British Isles. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences**, Edinburgh, **93**:191-237.

GRAHN, Y.; LOBOZIAK, S. & MELO, J.H.G., 2001. Integrated miospore-chitinozoan biozonation of the Parnaíba Basin and its correlation with Petrobras (Müller 1962) Silurian - Lower Carboniferous palynozones. In: MELO, J.H.G. & TERRA, G.J.S. (Ed.), Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas. **Ciência Técnica do Petróleo. Seção: Exploração do Petróleo**, Rio de Janeiro, **20**:81-89.

JANVIER, P., 1996. **Early Vertebrates**. Oxford: Clarendon Press. 393p.

JANVIER, P. & MELO, J.H.G., 1992. New acanthodian and chondrichthyan remains from the Lower and Middle Devonian of Brazil. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen**, Stuttgart, (4):193-206.

JANVIER, P. & SUAREZ-RIGLOS, M., 1986. The Silurian and Devonian vertebrates of Bolivia. **Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines**, Lima, **15**(3-4):73-114.

JANVIER, P. & VILLARROEL, C., 2000. Devonian vertebrates from Colombia. **Palaeontology,** London **43**(4):729-765.

JOHNSON, G., 1999. Dentitions of Late Paleozoic *Orthacanthus* species and new species of *Xenacanthus* (Chondrichthyes: Xenacanthiformes) from North America. **Acta Geologica Polonica,** Warszawa, **49**:215-266.

KATZER, F., 1897. Das Amazonas-Devon und seine Beziehung zu den anderen Devongebeiten der Erde. **Sitzungsberichte der Köninglich böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften (Mathmatische-naturwissenschaftliche)**, Munich, **46**:1-50.

KEGEL, W., 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, **141**:1-48.

LEHMAN, J.-P., 1976. Nouveaux poissons dévoniens du Tafilalet (Sud marocains) et de ses environs. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série D. Sciences Naturelles**, Paris, **283**:331-332.

LEHMAN, J.-P., 1977. Nouveaux arthrodires du Tafilalet et de ses environs. **Annales de Paleontólogie, Vertébrès**, Paris, **63**:105-132.

LELIÈVRE, H.; JANVIER, P. & BLIECK, A., 1993. Silurian-Devonian vertebrate biostratigraphy of western Gondwana and related terranes (South America, Africa, Armorica-Bohemia, middle East). In: Long, J.A. (Ed.). **Palaeozoic Vertebrate Biostratigraphy and Biogeography**. Baltimore: Johns Hopkins. p.139-173.

LOBOZIAK, S., CAPUTO, M.V. & MELO, J.H.G., 2000. Middle Devonian - Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. **Revue de Micropaleontologie,** Paris, **43**:301-318.

LOBOZIAK, S. & MELO, J.H.G., 2000. Miospore events from late Early to Late Devonian strata of Western Gondwana. **Geobios**, Lyon, **33**:399-407.

LOBOZIAK, S. & MELO, J.H.G., 2002. Devonian miospore successions of Western Gondwana: update and correlation with Southern Euramerican miospore zones. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Lyon, **121**:133-148.

LOBOZIAK, S., STREEL, M., CAPUTO, M.V. & MELO, J.H.G., 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). **Annales de la Societé Géologique de Bélgique**, Bruxelles, **115**(1):215-226.

LOBOZIAK, S., STREEL, M., CAPUTO, M.V. & MELO, J.H.G., 1993. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospores from selected boreholes in Amazonas and Parnaíba Basins (Brazil): additional data, synthesis, and correlation. **Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon**, Lyon, **125**:277-289.

LOBOZIAK, S., MELO, J.H.G., QUADROS, L.P., DAEMON, R.F. & BARRILARI, I.M.R., 1994a. Biocronoestratigrafia dos palinomorfos do Devoniano Médio - Carbonífero Inferior das Bacias do Solimões e Parnaíba: Estado da arte. In: Seminário de Interpretação Exploratória, 2, Petrobras, Rio de Janeiro, **Atas...** p.51-56.

LOBOZIAK, S., MELO, J.H.G., QUADROS, L.P., DAEMON, R.F., BARRILARI, I.M.R. & STREEL, M., 1994b. Devonian-Dinantian miospore biostratigraphy of the Solimões and Parnaíba Basins (with considerations on the Devonian of the Paraná Basin). **Petrobras/Cenpes**, (Petrobras unpubl. report.) Rio de Janeiro, 2 v.

MACADIE, C.I., 1985. Devonian fossil fishes of Reefton, New Zealand. p.73-75. In: Hornibrook Symposium Extended **Abstracts...** Geological Survey of New Zealand, Wellington.

MADER, H., 1986. Schuppen und Zähne von Acanthodien und Elasmobranchiern aus dem Unter-Devon Spaniens (Pisces). **Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie**, Göttingen, **28**:1-59.

MAISEY, J.G., 1981. Studies on the Paleozoic selachian genus *Ctenacanthus* Agassiz. No.1. Historical review and revised diagnosis of *Ctenacanthus*, with a list of referred taxa. **American Museum Novitates,** New York, **2718**:1-21.

MAISEY, J.G., 1982. Studies on the Paleozoic selachian genus *Ctenacanthus* Agassiz. No.2. *Bythiacanthus* St. John and Worthen, *Amelacanthus*, new genus, *Eunemacanthus* St. John and Worthen, *Sphenacanthus* Agassiz, and *Wodnika* Munster. **American Museum Novitates,** New York, **2722**:1-24.

MAISEY, J.G., 1984. Studies on the Paleozoic selachian genus *Ctenacanthus* Agassiz. No.3. Nominal species referred to *Ctenacanthus*. **American Museum Novitates,** New York, **2774**:1-20.

MAISEY, J.G., 2001. A primitive chondrichthyan braincase from the Middle Devonian of Bolivia. In: AHLBERG, P. (Ed.) **Major events in Early Vertebrate Evolution: Paleontology, Phylogeny and Development**. London: Routledge. p.263-288.

MAISEY, J.G. & ANDERSON, M.E., 2001. A primitive chondrichthyan braincase from the Early Devonian of South Africa. **Journal of Vertebrate Paleontology,** Northbrook, **21**(4):702-713.

MAISEY, J.G., BORGHI, L. & CARVALHO, M.G.P., 2002. Devonian fish remains from the Falkland Islands. **Journal of Vertebrate Paleontology,** Northbrook, **22**(3): 708-711.

MELO, J.H.G., 1988. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil. In: McMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Ed.) **Devonian of the World**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, **1**:669-703.

MELO, J.H.G. & LOBOZIAK, S., 2001. New miospore zonation of Devonian - Early Carboniferous strata in the Amazon Basin: a preliminary account. In: MELO, J.H.G. & TERRA, G.J.S. (Ed.) **Ciência Técnica do Petróleo. Seção: Exploração do Petróleo, Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas**. Rio de Janeiro, **20**:99-107.

MELO, J.H.G. & LOBOZIAK, S., 2003. Devonian - Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Amsterdam, **124**:131-202.

MILLER, R.F., CLOUTIER, R,C., & TURNER, S., 2001. The oldest articulated chondrichthyan from the Early Devonian period. **Nature**, London, **425**:501-504.

NEWBERRY, J.S., 1857. Fossil fishes from the Devonian of Ohio. **Proceedings of the National Institute fot the Promotion of Science**, Washington, **1(n.s.)**:119-126.

RICHTER, M., 1983. Situação da pesquisa paleoictiológica no paleozóico Brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 8, Ministério de Minas e Energia - Departamento Nacional do Produção Mineral, Série Geologia (27) Paleontologia/ Estratigrafia (2), Brasília, **1985**:105-110.

SANTOS, R.S., 1961. Peixes fósseis do Devoniano Inferior de Picos, Estado do Piauí. **Anais da Academia Brasileira de Ciências,** Rio de Janeiro, **33**:31.

SMALL, H.L., 1914. **Geologia e supprimento de agua subterranea no Piauhy e parte do Ceará**. Rio de Janeiro: Inspectoria de Obras Contra as Seccas, 168p.

TURNER, S., 1993. Palaeozoic microvertebrate biostratigraphy of eastern Gondwana. In: LONG, J.A. (Ed.) **Palaeozoic Vertebrate Biostratigraphy and Biogeography**. Baltimore: Johns Hopkins. p.174-207.

TURNER, S., 1997. Restudy of late Givetian/early Frasnian "*Dittodus*" specimens of Hussakof and Bryant, 1918 and other American xenacanthid-phoebodontid type teeth. **Modern Geology**, Lausanne, **21**:87-119.

WANG, S.T., 1993. Vertebrate biostratigraphy of the Middle Palaeozoic of China. In: LONG, J.A. (Ed.) **Palaeozoic Vertebrate Biostratigraphy and Biogeography**. Baltimore: Johns Hopkins. p. 252-276.

WEBERS, G.F.; B. GLENISTER, J. POJETA & G. YOUNG., 1992. Devonian fossils from the Ellsworth Mountains, West Antarctica. In: WEBERS, G.F., CRADDOCK, C. & SPLETTSOESSER, J.F. (Ed.) **Geology and Paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica**. Boulder: Geological Society of America. p.269-278.

WOODWARD, A.S., 1891. **Catalogue of the fossil fishes in the British Museum (Natural History).** London: British Museum (Natural History), Vol. 2. 567p.

YOUNG, G.C., 1981. Biogeography of Devonian vertebrates. **Alcheringa,** Sidney, **5**:225-243.

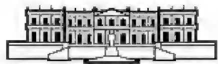
YOUNG, G.C., 1982. Devonian sharks from south-eastern Australia and Antarctica. **Palaeontology,** London, **25**:817-843.

YOUNG, V.T., 1986. Early Devonian fish material from the Horlick Formation, Ohio Range, Antarctica. **Alcheringa**, Sidney, **10**:35-44.

ZANGERL, R., 1973. Interrelationships of early chondrichthyans. In: GREENWOOD, P.H., MILES, R.S. & PATTERSON, C. (Ed.) **Interrelationships of Fishes**. London: Academic Press. p.1-14.

ZIDEK, J., 1975. Oklahoma Paleoichthyology, pt.4, Acanthodii. **Oklahoma Geology Notes**, Norman, **35**:135-146.

ZIDEK, J., 1981. *Machaeracanthus* Newberry (Acanthodii: Ischnacanthiformes)- morphology and systematic position. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen**, Stuttgart, **12**:742-748.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.507-522, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

REASSESSMENT OF THE MORPHOLOGY OF *SCOMBROCLUPEOIDES SCUTATA* WOODWARD, 1908, A TELEOSTEAN FISH FROM THE EARLY CRETACEOUS OF BAHIA, WITH COMMENTS ON ITS RELATIONSHIPS [1]

(With 10 figures)

FRANCISCO J. DE FIGUEIREDO [2]

ABSTRACT: *Scombroclupeoides scutata* is a teleostean fish known from the Neocomian (non-marine lowermost Cretaceous) of the Morro do Barro Formation, Almada Basin, State of Bahia. This fish is very scarce in paleontological collections and most of available specimens are poorly preserved. In order to furnish additional morphological data as a framework for evaluating its systematic position, five complete and relatively well preserved specimens from the paleontological collection of the Departamento Nacional de Produção Mineral were studied. The result indicates presence of informative features suggesting that *S. scutata* is more advanced than so-called leptolepids and proleptolepids (*e.g.*, absence of suborbitals, loss of fringing fulcra, reduced number of branchiostegals, absence of preopercular process of hyomandibula, subequal-sized dorsal and ventral hypohyals) and that, on the other hand, indicate putative affinities with primitive euteleostean fishes.

Key words: *Scombroclupeoides*. Euteleostei. Northeastern Brazil. Lower Cretaceous.

RESUMO: Reavaliação da morfologia de *Scombroclupeoides scutata* Woodward, 1908, um teleósteo do Eocretáceo da Bahia, com comentários sobre suas afinidades.

Scombroclupeoides scutata é um peixe teleósteo conhecido do Neocomiano (depósito não marinho do Cretáceo Inferior) da Formação Morro do Barro, Bacia do Almada, Estado da Bahia. Este peixe é raro em coleções paleontológicas e a maior parte dos espécimes disponíveis estão precariamente preservados. Com o intuito de fornecer informações morfológicas para o esclarecimento de sua posição sistemática, foram estudados cinco espécimes completos e relativamente bem preservados pertencentes à coleção paleontológica do Departamento Nacional de Produção Mineral. Os resultados indicam a presença de aspectos anatômicos informativos sugerindo que *S. scutata* é avançado em relação a táxons comumente referidos na literatura com leptolepídeos e proleptolepídeos (*e.g.*, ausência de suborbitais, perda das fulcras em franja, número reduzido de raios branquiostégios, ausência de processo preopercular do hiomandibular, hipiais dorsal e ventral de tamanho aproximado) e que, por outro lado, sugerem putativas afinidades com peixes euteleósteos primitivos.

Palavras-chave: *Scombroclupeoides*. Euteleostei. Nordeste do Brasil. Cretáceo Inferior.

INTRODUCTION

Time after time, Dr. Ignacio Machado Brito realized short trips for practicing field geology and collecting fossil in several localities from the northeastern Brazil, particularly in Bahia, securing his permanent reputation as a leading geologist and paleontologist, and contributing significantly to the development of these sciences in Brazil. Although devoted to fossil invertebrates, he also collected vertebrate remains, mainly fishes. This paper is about a Cretaceous fossil fish coming from the State of Bahia and is dedicated to him.

WOODWARD (1908) described a new species of clupeoid fish from the Lower Cretaceous of Ilhéus, State of Bahia, placing it into the genus *Scombroclupea* Kner, 1863 on the basis of abdominal scutes and thickened scales behind anal fin similar to those associated with finlets in species of *Scombroclupea* [*e.g.*, *S. macrophtalma* (Heckel, 1849) and *S. diminuta* Forey, Yi, Patterson & Davies, 2003]. The species was formally named *Scombroclupea scutata* Woodward, 1908. Later, WOODWARD (1942) erected a new genus for this species, *Scombroclupeoides*, pointing out that differences such as the presence of "expanded ventral ridge-scales, of which seven behind the anal fin are in spaced series" separated it from *Scombroclupea*.

[1] Submitted on July 12, 2004. Accepted on August 22, 2005.

[2] Universidade do Estado do Rio de Janeiro, IBRAG/Depto. Zoologia. Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, 20559-900, Rio de Janeiro, RJ, Brazil. Pós-Graduação em Ciências Biológicas (Zoologia) do MN-UFRJ. E-mail: fjfig@uerj.br.

SCHAEFFER (1947), dealing with Cretaceous fossil fish material from Brazil, described *Leptolepis bahiaensis* Schaeffer, 1947, a poorly known species from the lacustrine fish beds of Ilhas Group, Bahia. Later, PATTERSON (1970) pointed out certain similarities among *Leptolepis bahiaensis*, *Scombroclupeoides scutata*, and *Leptolepis congolensis* Arambourg & Schneegans, 1935. The last one comes from the Neocomian of Coccobeach Series of Angola, West Africa, and was studied by TAVERNE (1975), who pointed out remarkable differences between it and *Leptolepis*. Thus, he erected the new genus *Wenzia* for this species, but since this name is preoccupied, he subsequently replaced it with *Wenzichthys* (TAVERNE, 1976). He also put *Wenzichthys congolensis* in Pattersonellidae, within Argentinoidei. According to Taverne's restoration, the structure of the caudal complex is very different from that of *Leptolepis bahiaensis*.

PATTERSON & ROSEN (1977, p.146) stated that: "*Leptolepis bahiaensis* Schaeffer (1947) is from the Lower Cretaceous (Neocomian) Ilhas Formation of Bahia, Brazil. We have examined the type-material, two fishes on a single slab. This species was briefly discussed by Patterson (1970b, p.289), who noted resemblances between it and *Scombroclupeoides scutata* Woodward, also from the Ilhas Formation of Bahia. Two differences were also mentioned between *L. bahiaensis*, as described by Schaeffer, and the type-material of *S. scutata*: the apparent absence of caudal scutes and epipleural intermusculars in the former. But our examination of *L. bahiaensis* shows that caudal scutes and epipleurals are present, so that the TWO SPECIES ARE PROBABLY SYNONYMOUS" (capitalized letter is mine). They also showed that the fish hitherto was not a clupeoid or leptolepid, but probably a clupeocephalan *incertae sedis* mainly due to the absence of abdominal scutes (mistake of Woodward, displaced opercular bones indeed), presence of epipleural intermuscular bones, and the presence of anterior outgrowth on the first uroneural in the caudal endoskeleton. But they used *Scombroclupeoides bahiaensis* as *nomen superfluum*, ignoring the availability of *S. scutata* Woodward, 1942.

MAISEY (1991), while dealing with *"Leptolepis" diasii* Santos, 1958, from the Araripe Basin stated that *Scombroclupeoides scutata* is separated of "*Leptolepis*" *diasii* by the caudal endoskeleton but he retained "*Leptolepis*" *bahiaensis* (*nomen inquirendum*), expressing his doubt about the proposed synonymy of *Scombroclupeoides scutata* and *Leptolepis bahiaensis* by PATTERSON & ROSEN (1977).

GAYET (1994), agreeing with morphological and phylogenetic data of PATTERSON & ROSEN (1977), suggested that *Scombroclupeoides bahiaensis* (=*S. scutata*) is closely related to the clupeocephalan *Tchernovichthys exspectatum* Gayet, 1994, from the Lower Cretaceous of Israel. Also, she suggested the placement of both species in Clupeomorpha.

While writing an essay on right and supposed fossil clupeomorph fishes from Brazilian strata, I had the opportunity to study some relatively complete specimens deposited in the Paleontological Collection of the Museu de Ciências da Terra, of the Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Some features present in these specimens allow me to agree with the synonymy suggested by PATTERSON & ROSEN (1977) but a redescription demonstrated to be necessary.

This paper is a complementary account of the osteology of *Scombroclupeoides scutata* based on material of DNPM. In the discussion, I included comments on certain fossil teleosteans not closely related to *Scombroclupeoides* but traditionally placed into *Leptolepis*-like taxa or even stem group otocephalans (protoclupeomorph fishes *sensu* TAVERNE, 1977).

MATERIAL AND METHODS

The material consists of complete and articulated specimens preserved in dark shale. I have considered the specimens all adults, in spite of their small size, because of the high degree of ossification of the skeleton and branching of fin rays.

The fossils was prepared using steel needles under a binocular microscope. A film of ammonium chloride was applied on surface of the fossils to enhance anatomical details during observations (see FELDMANN, 1989). All drawings were made using a camera lucida attached to a stereomicroscope Nikon SMZ 800. Abbreviations (r) and (l) before abbreviations of skeletal strucutures indicate right and left sides respectively.

Anatomical abbreviations: (a.cer) anterior ceratohyal; (a.smx) anterior supramaxilla; (aa) anguloarticular; (an.pt) anteriormost pterygiophore of the anal fin; (auc) autocentrum; (anto) antorbital; (asph) autosphenotic; (bs) basisphenoid; (ber. fo) beryciform foramen; (brr) branchiostegal rays; (chc) chordacentrum; (cl) cleithrum; (co) coracoid; (d.c) dentigerous cluster;

(d.c.sc) dorsal caudal scute; (d.hy) dorsal hypohyal; (de) dentary; (ecpt) ectopterygoid; (enpt) endopterygoid; (ep) epural; (ep.c) epiphyseal commissural canal; (epl) epipleural intermuscular bone; (epn) epineural intermuscular bone; (ethm.c) ethmoidal commissure; (f.r) fin rays; (fr) frontal; (gr.hyo.art) groove for hyodean artery; (h) hypural; (hm) hyomandibula; (h.arc) haemal arch; (h.sp) haemal spine; (inh) interhaemal bone; (io) infraorbital bone; (iop) interopercle; (k) keel; (lep.n) leptolepid notch; (let) lateral ethmoid; (l.l.c) lateral line canal; (md.c) mandibular sensory canal; (mpt) metapterygoid; (mx) maxilla; (n.arc) neural arch; (n.arc.pu1) neural arch of the first preural centrum; (n.sp), neural spine; (n.sp.pu2) neural spine of second preural centrum; (na) nasal; (not.c) notochordal canal; (op) opercle; (op.pr.hm) opercular process for hyomandibula; (ors) orbitosphenoid; (p. cer) posterior ceratohyal; (p.smx), posterior supramaxilla; (pa) parietal; (pa.b) parietal branch of supraorbital sensory canal; (pal) palatine; (pas) parasphenoid; (pcl) postcleithrum; (p.cr) clustered pigments of chromatophores; (pelv.b) pelvic bone; (pelv.spl) pelvic splint; (ph) parhypural; (pl.r) pleural rib; (pmx) premaxilla; (pop) preopercle; (pr.r) procurrent rays; (ptg) pterygiophore; (ptm) post-temporal; (pto) pterotic; (pts) pterosphenoid; (pu) preural centrum; (qu) quadrate; (rar) retroarticular; (rd) radials; (rode) rostrodermethmoid; (s) sympletic; (sca) scapula; (scl) supracleithrum; (sl.c) "slime" canal; (smx) supramaxilla; (sn) supraneural; (sop) subopercle; (sorb) supraorbital; (sorb.s.c) supraorbital sensory canal; (t.s.c.) temporal sensory canal; (u) ural centrum; (uh) urohyal; (un) uroneural; (v.hy) ventral hypohyal; (v.c.sc) ventral caudal scute.

SYSTEMATIC PALEONTOLOGY

TELEOSTEI Müller, 1844
CLUPEOCEPHALA Patterson & Rosen, 1977
EUTELEOSTEI Greenwood *et al.*, 1967
indetermined family

Scombroclupeoides Woodward, 1942

Diagnosis (amended) – small and slender fish reaching about 120mm total length, recognized by the following combination of features: head length contained of about 24% of maximum body length; cranial roof without ornamentation and lacking fontanelles; sagitate rostrodermethmoid with short ethmoideal commissure; drop-shaped nasal; parasphenoid edentulous and without basipterygoid process; large and arched maxillae weakly ornamented with longitudinal wrinkles and bearing a single row of minute conical teeth along the oral border; two smooth and longitudinally keeled supramaxillae; dentary edentulous with deep slime-canal, leptolepid notch, and coronoid process robust; fusiform antorbital present; one lanceolate supraorbital; suborbitals absent; preopercle triangular with few tubules of the main preopercular sensory canal not reaching its ventral and posterior border; quadrate-mandibular articulation beneath the hinder part of the orbit; dorsal and ventral hypohyals of subequal size; 13 branchiostegal rays; dorsal and pelvic fins in opposition; smooth and cylindrical vertebrae with large notochordal canal and two lateral ridges; pleural ribs moderately robust with longitudinal groove; epineural and epipleural intermuscular bones present; interhaemal bone present; three uroneurals, the first showing an anterior laminar outgrowth and reaching second preural centrum; neural spine and arch of first preural centrum reduced and lanceolate; three epurals; six autogenous hypurals, but diastema absent; parhypural fused with first preural centrum; dorsal and ventral caudal scutes present; fringing fulcra absent on leading border of caudal fin; 19 principal caudal rays. Uniquely derived character: a cluster of teeth on the posterior corner of the maxilla.

Type (and only) species – *Scombroclupea scuttata* Woodward, 1908 (Br.Mus.Nat.Hist., P.10570).

Scombroclupeoides scutata

1908 – *Scombroclupea scutata* Woodward; Woodward: 360, pl.43, figs.3-4.
1942 – *Scombroclupeoides scutata* Woodward; Woodward: p.909.
1947 – *Leptolepis bahiaensis* Schaeffer; Schaeffer: p.13, pl.2, figs.1-2.
1970 – *"Leptolepis" bahiaensis* Schaeffer; Patterson: p.289.
1977 – *Scombroclupeoides bahiaensis* (Schaeffer); Patterson & Rosen: p.146, fig.47.
1991 – *"Leptolepis" bahiaensis* (Schaeffer); Maisey: p.273.
1994 – *Scombroclupeoides bahiaensis* (Schaeffer); Gayet:p.89-90.

Horizon and Locality – Lower Cretaceous (Neocomian) of Almada Basin (Morro do Barro Formation); outcrop yielding dark greenish to

grayish shales in the Ilha de Bacuparytuba [currently Ilha de Bacuparituba in Lagoa Encantada (=Lagoa de Itaipé)], Municipality of Ilhéus, Bahia State (see HARTT, 1870, p.348; ROXO, 1936; NETTO, WANDERLEY FILHO, & FEIJÓ, 1994).

Referred material – DGM-DNPM 455-P (complete fish, total length 49mm); DGM-DNPM 948-P (incomplete specimen lacking caudal fin, estimated total length 62mm); DGM-DNPM 949-P (complete fish; total length 43mm); DGM-DNPM 950-P (almost complete fish lacking caudal fin rays; estimated total length 42mm); DGM-DNPM 951-P (complete fish, total length 58mm).

Meristics – D ii, 10; P 12; V9; A i,8; C x, I, 9, 8, I, x. Vertebrae: 37-38 (19-22 abdominal, 16-17 caudal).

Remarks – The type-specimen (AMNH 10014) of the so-called *Leptolepis bahiaensis* was figured by SCHAEFFER (1947, pl.2), including a photograph and a line drawing. It corresponds to complete but flattened fish with skull badly crushed so that few informative characters are available. All that may be seen of the specimens used in the description is described and figured by him and complemented by PATTERSON (1970). It is not suitable for a detailed analysis. The measurements and proportions of this specimens agree with that of the DNPM material. Both, the AMNH and DNPM materials come from the same locality, that is Ilha de Bacuparituba. It is probable that only part of the material collected in the 1930s and sent to the American Museum of Natural History by the late Director of the Geological Survey of Brazil, Euzebio de Oliveira, was studied by Schaeffer. Other material remained in Brazil, particularly in the DNPM collection. Fortunately, the DNPM specimens are better preserved than that of AMNH and BMNH having many informative characters, therefore they are mainly used in the description. In addition, I have also examined the type-material of *Scombroclupea scutata* (P 10570) housed in the BMNH and, agreeing with PATTERSON & ROSEN (1977), assuming that both species are synonyms.

ANATOMICAL DESCRIPTION

Skull

The skull roof (Figs.1-4) is smooth except for cannulate relief for sensory canals on surface of certain bones. In the snout region there is a reduced and sagitate rostrodermethmoid (Fig.1, 3-4, rode) provided of short lateral process. There is a short ethmoidal commissure (Fig.3, ethm.c) passing through the bone transversally. The nasal (Figs.3, na) is an elongate drop-shaped bone reduced to its neurodermal component. The squarish lateral ethmoid (Fig.4, let) is relatively large and corresponds to a flimsy shield of perichondral bone obliquely placed in the anterior margin of the orbit.

The frontal (Figs.1-4, fr) is the largest bone of the skull roof covering most of the orbit. It is narrow anteriorly and broadens progressively backwards, expanding at the posterior margin of the orbit. No sclerotic bones are preserved inside the orbit. There is a sinuous median contact between the frontals. The supraorbital sensory canal (Fig.2-4, sorb.s.c) runs the frontal in an almost straight bony tube which gives off an atrophic medial tubule posteriorly, interpreted as an epiphyseal commissural canal (Fig.2, ep.c). In the posterior third of frontal, the supraorbital sensory canal gives off a long and sinuous parietal branch (Fig.2, pa.b) running towards the parietal and piercing its anterior half (as in *Elops lacerta* Cuvier & Valenciennes, 1846; see TAVERNE, 1974). A connection between the temporal and supraorbital sensory canals is present as in *Paraclupavus caheni* de Saint-Seine & Casier, 1962 (TAVERNE, 2001). The parietal (Figs.1, 2 and 4, pa) is relatively large and squarish and meets its partner medially. Pit-lines are absent.

The autosphenotic (Fig.4, asph) is a triangular bone sited in the postero-dorsal corner of the orbit. It has a well-developed spine-like process and bears a short oblique articular facet for the hyomandibula. The pterotic (Fig.1,2 and 4, pto) is a roughly trapezoid bone. The temporal sensory canal (Fig.2 and 4, t.s.c) passes through the bone near its lateral border. In the posterior third of the bone there is a short branch followed by an opening for preopercular sensory canal, indicating the division of the temporal sensory canal into its otic and post-otic portions.There is no evidence of a *recessus lateralis* or transverse parietal-pterotic pit-line.

The supraoccipital is not discernible. There are crushed dermal bones in the occiput of most of the specimens interpreted as remains of extrascapula.

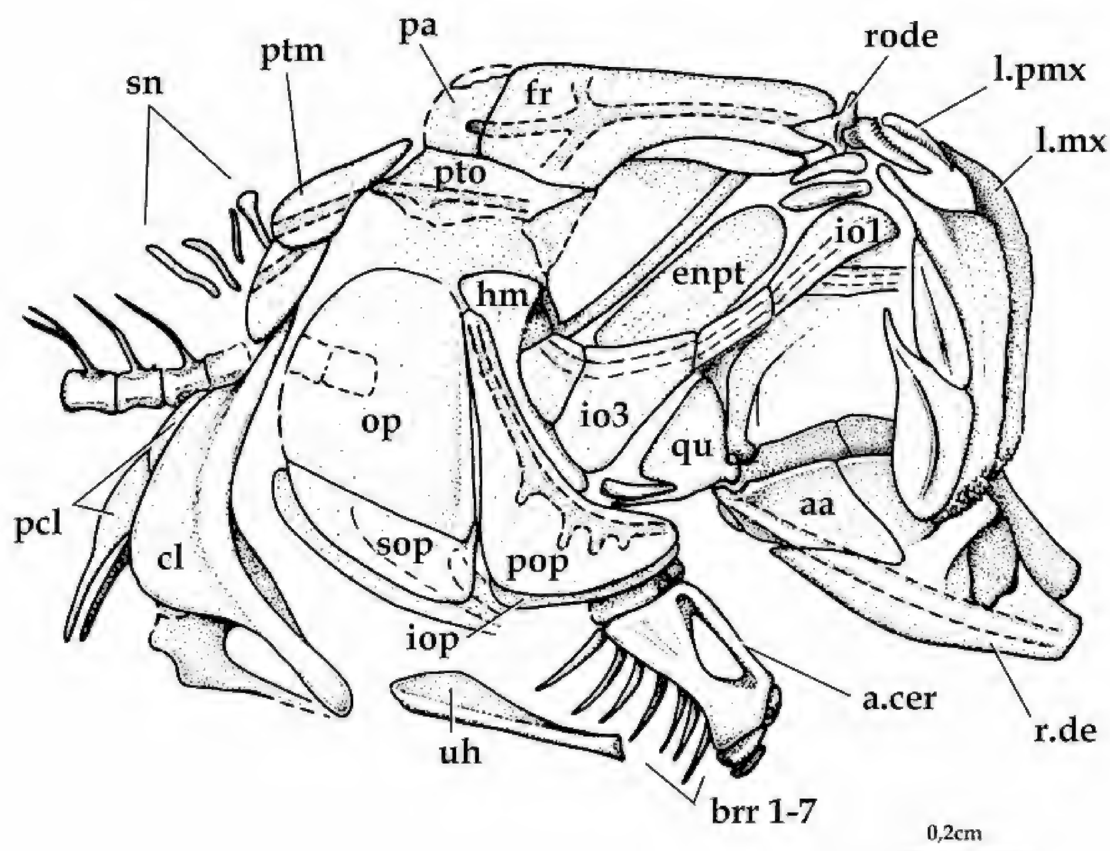


Fig.1- *Scombroclupeoides scutata.* Skull, pectoral girdle, fin rays, and anteriormost vertebral column with associated elements as preserved in DGM-DNPM 949-P.

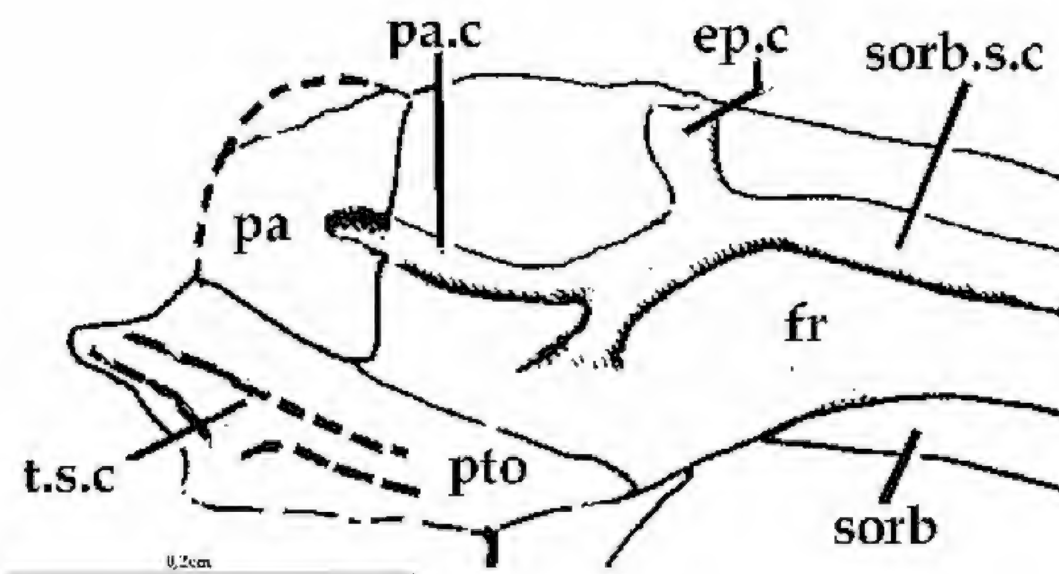


Fig.2- *Scombroclupeoides scutata.* Detail of the skull roof showing pattern of arrangement of sensory canals as preserved in DGM-DNPM 949-P.

Bordering the orbit, there is a ring of circumorbital bones. A long spatulate supraorbital (Figs.2-4, sorb) lies in the anterodorsal part of the orbit. The antorbital (Fig.3, anto) is a large fusiform bone (apparently non-anamestic) bordering the large and trapezoid first infraorbital dorsally (Fig.1, io1). Posteriorly, the first infraorbital (lachrymal) meets the rectangular second infraorbital (Fig.3, io2). The third infraorbital is trapezoidal and is the largest bone of the series, and it is placed on the posteroventral corner of the orbit. It seems to cover partially the quadrate. There is a short and squarish fourth infraorbital bone (Fig.3, io4). The infraorbital sensory canal runs the infraorbital bones through a thin longitudinal tube. Only the first infraorbital gives off short tubules (at least three are visible in DGM-DNPM 951). The other two infraorbitals (fifth and sixth infraorbitals) are poorly preserved in all specimens, but they appear to be small and flimsy plate bones as in *Leptolepides sprattiformis* (Blainville, 1818) (TAVERNE, 1981).

Inside the orbit, a crescent-shaped pterosphenoid is visible in 950-P (Fig.4, pts). Anteriorly, it meets an anvil-shaped orbitosphenoid (Fig.4, ors) which has a slightly oblique crest at its middle point. A shallow cleft for the olfactory nerve is visible in its anterior end. From the basisphenoid (Fig.4, bs) there is only an impression in the rock of a forwardly inclined pedicel placed at the posteroventral corner of the orbit.

The parasphenoid (Fig.3-4, pas) is a long and inclined shaft of bone. It is toothless and lacks a basipterygoid process. Anteriorly, it meets a toothless vomer (Fig.4, vo) at the level of lateral ethmoid.

The premaxilla (Figs.1, 3-4, pmx) is a small triangular bone. It shows a relatively large and round ascending process. The toothed alveolar process is long but does not extend below the maxilla. It bears a row of pointed teeth.

The maxilla (Figs.1-5, mx) is large and moderately arched with a long and simple capitate anterior process. The maxilla is weakly ornamented with longitudinal wrinkles (especially in large specimens) and has a row of minute conical teeth on its oral border finishing in a cluster of conical teeth on its posterior part (Fig.3, d.c). Two supramaxillae overlie a dorsal crest of the maxilla. The anterior supramaxilla (Figs.3-5, a. smx) is a broad spindle-shaped bone. It is partially covered by the large posterior supramaxilla, whose shape resembles a rose thorn. The anterodorsal process of the posterior supramaxilla (Figs.3-5, p.smx) is long and pointed but does not extend forwards to cover the first supramaxilla as in *Clupavus maroccanus* Arambourg, 1968 (TAVERNE, 1977). Both supramaxillae are devoid of ornamentation except for a deep longitudinal keel (Fig.5, k).

The dentary (Figs.1, 3, and 5, de) is short and deep, with well-developed coronoid process (Fig.5, cor.pr), and apparently lacks teeth on the oral border. No pores for mandibular sensory canal are visible on surface. A so-called "slime canal" (probably a fossa to anchor upper jaw ligaments) (Figs.3 and 5, sl.c) forms a deep groove at the midpoint of the oral border of the dentary and a leptolepid notch (Figs.3 and 5, lep.n) is present in front of the coronoid process. The angular is apparently co-ossified with articular forming a large angulo-articular bone (Figs.1, 3, and 5, aa), which shows a deep articular facet for the quadrate. The postarticular process is short and round. No pore is visible on the lateral face of the angulo-articular suggesting a medial opening for the mandibular sensory canal. A comma-like retroarticular (Figs.3 and 5, rar) is present in the posterior corner of the lower jaw immediately beneath the articular facet, but is excluded from the joint surface for the quadrate. The mandibular sensory canal runs throughout the bone in a rectilinear tube near its ventral border (Figs.3 and 5, md.c).

The hyomandibula (Figs.1, 3-4, hm) shows a large and apparently single oblique articular head for the autosphenotic and pterotic. The opercular process is large and rounded. The ventral process is relatively long and there is an anterior flimsy lamina for the trapezoidal metapterygoid (Fig.4, mpt). There is no preopercular process for the hyomandibula as usually found in the so-called leptolepid fishes [*e.g.*, *Leptolepis coryphaenoides* (Bronn, 1830)].

The quadrate (Figs.3-4, qu) is large and slightly curved anteriorly. It has a shallow cleft for the long and pipe-like sympletic (Figs.3-4, s), as well as a long and straight postero-ventral process bordering the anterior part of sympletic ventrally. The articulatory condyle of the quadrate is well-developed. Anteriorly, the quadrate abuts against the boomerang-shaped ectopterygoid (Figs.3-4, ecpt) which projects forwards to meet the toothless and anvil-like palatine (Fig.4, pal). The endopterygoid (Figs.3-4, enpt) forms an ovoid lamina beneath the parasphenoid.

The opercular series is relatively narrow but most of the bones are incompletely preserved in

all specimens. The opercle (Figs.1 and 4, op) is roughly triangular, with its dorsal edge rounded off. There is no crenulation in the posterior border. The subopercle (Fig.1, sop) is falcate and relatively large, with a rounded posteroventral edge and narrow posterodorsal portion; it shows a reduced finger-like process at its anterodorsal corner. The interopercle (Fig.1, iop) is a long triangular bone mostly hidden by the preopercle (Figs.1 and 4, pop). The latter is elongate and roughly L-shaped with a shorter horizontal than vertical limb. The preopercle lacks a posteroventral projection or a notch on its posterior margin. The preopercular sensory canal (Fig.4, pop.s.c) is enclosed in a bony tube close to its anterior margin, giving off at least four short and slightly arched tubules do not reach its ventral or posterior margin.

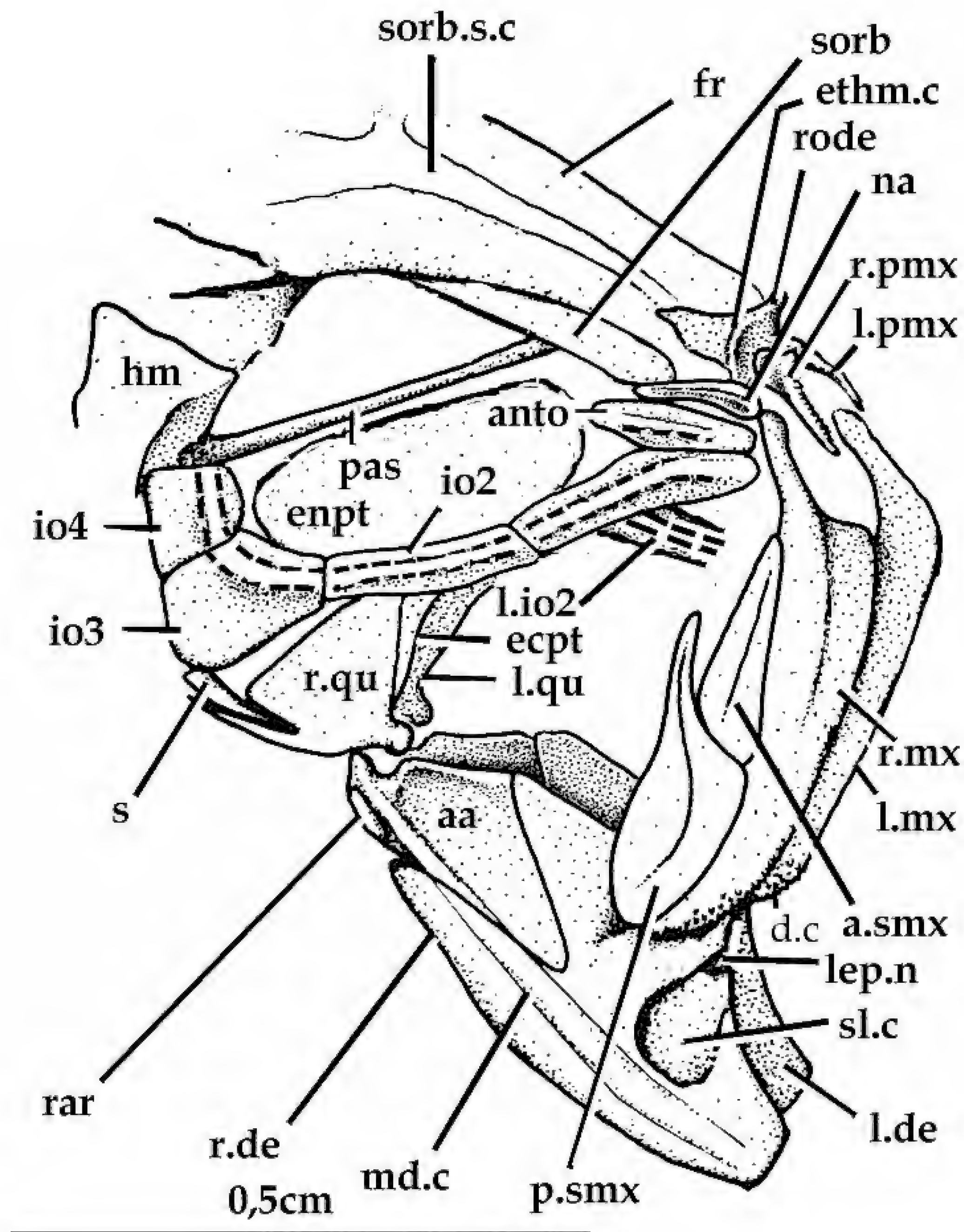


Fig.3- *Scombroclupeoides scutata.* Skull roof, circumorbital bones, upper and lower jaw, and associated strutures as preserved in DGM-DNPM 949-P

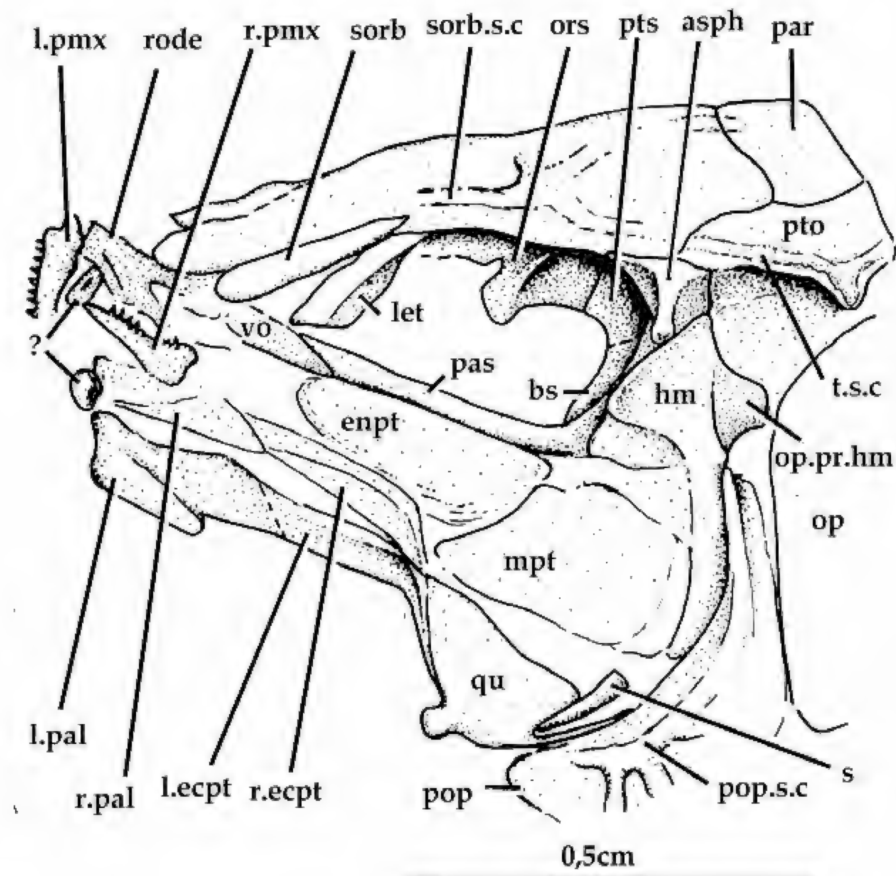


Fig.4. *Scombroclupeoides scutata.* Neurocranium and suspensorium as preserved in DGM-DNPM 950-P.

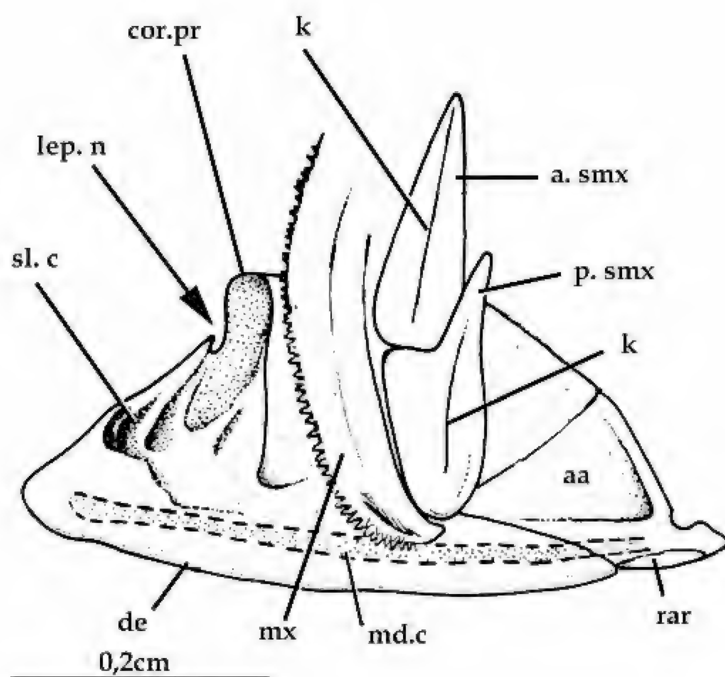


Fig.5- *Scombroclupeoides scutata.* Upper and lower jaw as preserved in DGM-DNPM 950-P.

The dorsal and ventral hypohyals (Fig.6, d.hy and v.hy) are small bones of almost equal size. The ventral hypohyal is the largest and better preserved in the examined specimens. Both seem to have been synchondrally articulated in life with the obtuse anterior surface of the anterior ceratohyal (Figs.1, 3, and 5, a.cer). The latter is a hourglass shaped bone in lateral view and shows a large triangular beryciform foramen (Fig.6, ber.fo) followed by deep groove for the hyodean artery posteriorly (Fig.6, gr.hyo.art). Its ventral margin bears seven to eight slender and acinaciform branchiostegal rays (Figs.1 and 6, brr). The posterior ceratohyal (Figs.1, 3, and 5, p.cer) forms an almost equilateral triangle whose anterior border is truncate. Its anterior half bears a longitudinal short deep groove for the hyoidean artery continuing that from the anterior ceratohyal. The bone supports about five falcate branchiostegal rays, the posteriormost of which are large and falcate. The total number of branchiostegals is low when compared with certain *Leptolepis*-like taxa (*e.g.*, *Proleptolepis elongata* Nybelin, 1974) in which can reach twelve.

The urohyal (Figs.1 and 6, uh) is a long and shallow shafted bone provided of a short capitate anterior end. Other hyobranchial elements are not sufficiently preserved to permit a suitable description. Gular plate is absent.

Pectoral girdle and fin

The posttemporal (Figs.1 and 8, ptm) is only visible laterally. It is well-developed and triangular with a large base bearing an oblique sensory canal. The supracleithrum (Figs.7a and 8, scl) is spatulate and bears the main lateral line sensory canal (Fig.7a and 8, l.l.c) on the superior half of its posterior border.

The cleithrum (Figs.1, 7a, and 8, cl) is large with almost equal dorsal and ventral limbs. At the confluence of both limbs the bone expands posteriorly. The anterior margin of the bone is strengthened by a strongly ossified arch. The dorsal limb ends in a prominent spine for the supracleithrum. The lateral lamina is well developed and bears three scale-like postcleithra (Figs.1 and 7a, pcl) in a series posteriorly. The ventralmost is ovoid with slender and long ventral process, but the other two are falcate.

There are four slender proximal radials (Fig.7a, rd) plus very reduced distal ones, forming a graded series supporting twelve fin rays (Fig.7a, f.r). The anteriormost fin ray shows typically a large proximal end associated with an enlarged propterygium.

The scapula (Fig.7a, sca) is reduced and typically bears an oval scapular foramen. The coracoid (Fig.7a, sca) is short and arched but does not reach the antero-ventral tip of the cleithrum. It is impossible to determine the presence or absence of a mesocoracoid arch due to the poor preservation of the girdle at this level.

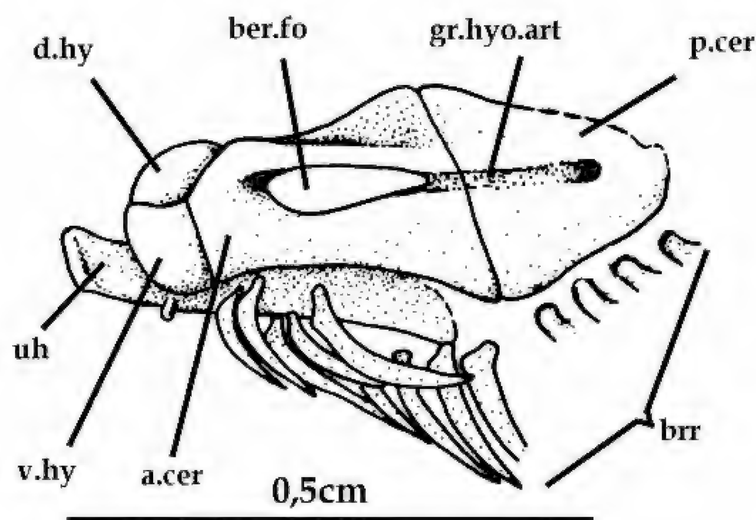


Fig.6- *Scombroclupeoides scutata.* Some hyoidean bones as preserved in DGM-DNPM 949-P.

Pelvic girdle and fin

The pelvic bone (Fig.7b, pelv.b) lies in front of the origin of the dorsal and pelvic fins beginning approximately below the first fin-ray of the dorsal. It is a roughly triangular plate with a well marked ridge running from the anterior tip to its posterolateral corner. It bears a well-developed posterior process medially. There are two minute inner pelvic radials associated with fin rays. There is one splint bone (Fig.7b, pelv.spl) plus nine fin rays, all of which are segmented and branched distally (Fig.7b, f.r). Therefore, it differs from the higher count for the most of the so-called leptolepids (13-14) [*e.g.*, *Leptolepis coryphaenoides* (Bronn, 1830); see NYBELIN, 1974]. The axillary process was not found in any specimen.

Vertebral column and associated bones

The vertebral column is composed of 37-38 vertebrae. The anteriormost ones are slightly displaced from the main body axis in almost all specimens. It is difficult to identify the precise transition from abdominal to caudal vertebrae, but apparently there are 16-17 vertebrae in the caudal region. Each vertebra consists of a smooth holospondylous centrum that is longer than deep, with two lateral longitudinal ridges. Apparently, each centrum is composed by a thin autocentrum (Fig.8, auc) covering a thick chordacentrum (Fig.8, chc). A large notochordal canal (Fig.8, not.c) is visible. Both halves of each neural spine are separated medially in the abdominal vertebrae and fused to each other in the caudal vertebrae (Figs.8-9, n.sp). In the caudal region, neural (Fig.9, n.sp) and hemal spines (Fig.9, h.sp) almost reach the dorsal and ventral borders of the body. The pleural ribs (Fig.8, pl.r) are long and stout with a longitudinal groove. The ribs are attached to large parapohyses and almost reach the ventral edge of the body. A set of short, thin arched intermuscular epineurals (Fig.8, epn) are associated with the abdominal vertebrae. They are almost parallel to the neural spines and each one is apparently attached to the base of the neural arch.

Short and aciform epipleurals (Fig.9, epl) when present (949-P and 455-P) are only visible in the transition from the abdominal to caudal region (preural vertebrae 16-19), and overlie the proximal ends of the rib or the bases of the hemal arches, where they are parallel to the vertebral column.

There are of about twelve long sigmoid and slender supraneurals (Figs.1 and 8, sn) extending from behind the occiput to the first proximal pterygiophore of the dorsal fin. Blackish spots of minute size, apparently representing pigments of chromatophores (Fig.8, p.cr), are visible above the anteriormost supraneurals.

The dorsal fin is short-based and supported by twelve long, triangular proximal pterygiophores. The first dorsal pterygiophore is broad and long and has two anterior projections. The other pterygiophores are narrow and slender. The posteriormost oe is very reduced and triangular. There are 12 fin rays, all segmented and distally branched except for the anteriormost two which are very reduced and unbranched.

The anal fin is small and remote, originating below the twelfth preural vertebra and extending to the ninth. There are eight slender and straight pterygiophores supporting nine fin rays (Fig.9, f.r). The first pterygiophore (Fig.8, an.pt) is long and more obliquely inclined than the others. It contacts the hemal spine of preural vertebra 14. There is a short and slender club-like interhemal bone (Fig. 8, inh) between preural vertebrae13 and 14.

Caudal endoskeleton and fin and squamation

Four preural vertebrae plus two ural centra support the caudal fin. There are six autogenous hypural plates (Fig.10, h). The first and second hypurals are subequal and articulate with each other proximally. Both are attached to the first ural centrum (Fig.10, u1). A large hypural foramen is present between them. A diastema is absent between second and third hypurals. The 3-6 dorsal hypurals gradually decrease in size upwards. The third hypural is the largest and has a long longitudinal crest. The parhypural (Fig.10, ph) is fused to the first preural centrum.

Three uroneurals are present (Fig.10, un), the first one is the largest and stretches forwards reaching the second preural centrum (Fig.10, pu2). A shallow outgrowth is visible on its anterior margin. The neural arch of the first ural centrum seems to be ankylozed with the other neural arch and uroneural complexes. It is tentatively interpreted as a stegural (Fig.10, st?) in spite of the difficult to identify a possible fusion of uroneural with a neural arch in poorly preserved and non three-dimensional fossils.

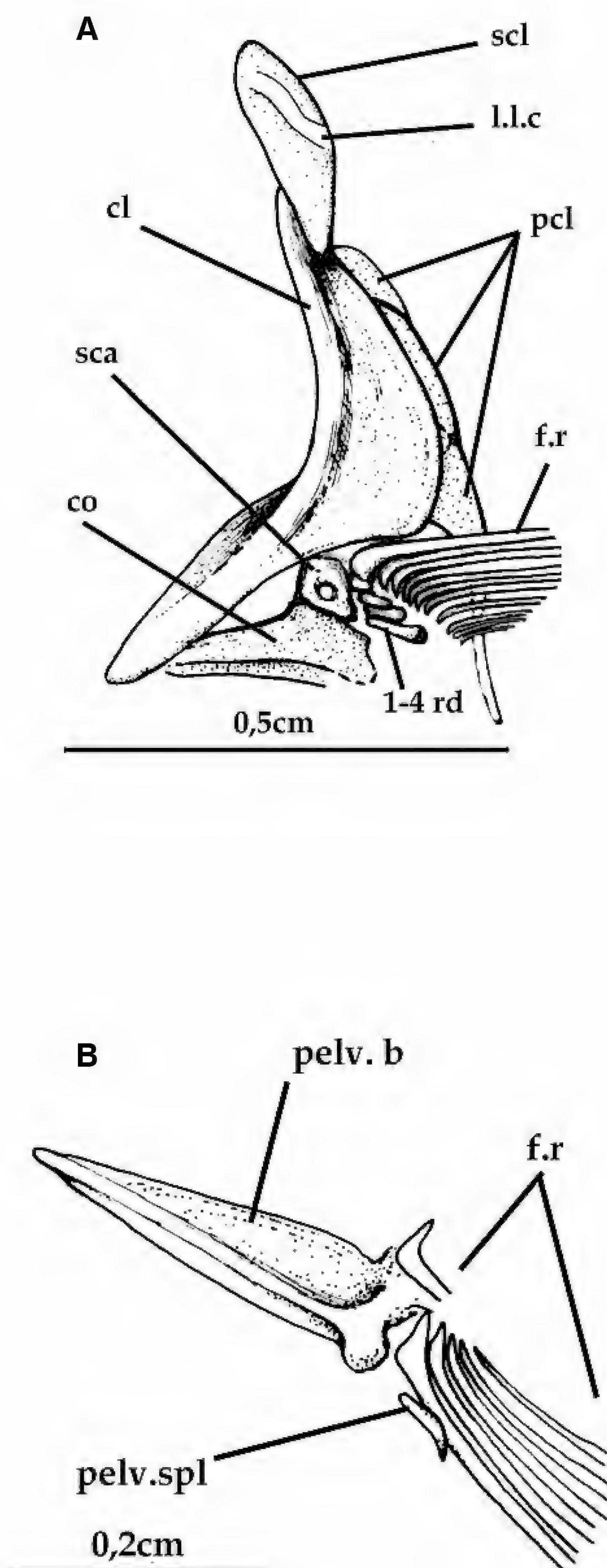


Fig.7- *Scombroclupeoides scutata*. (A) pectoral girdle and fin as preserved in DGM-DNPM 951-P; (B) pelvic bone and fin rays as preserved in DGM-DNPM 951-P.

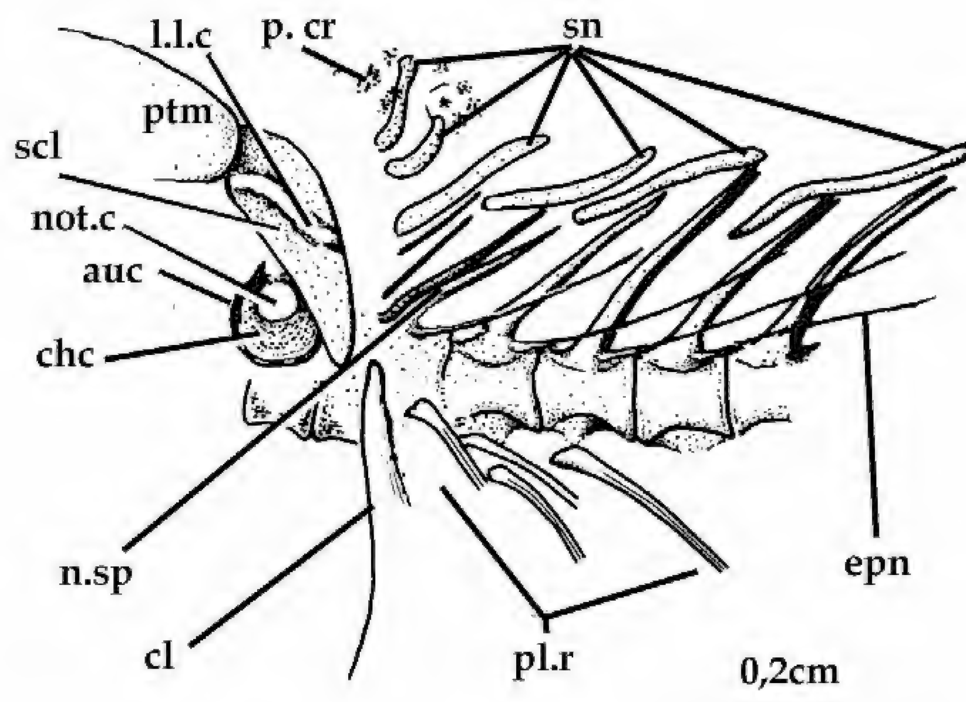


Fig.8- *Scombroclupeoides scutata.* Vertebral column in abdominal region and associated structures as preserved in DGM-DNPM 950-P.

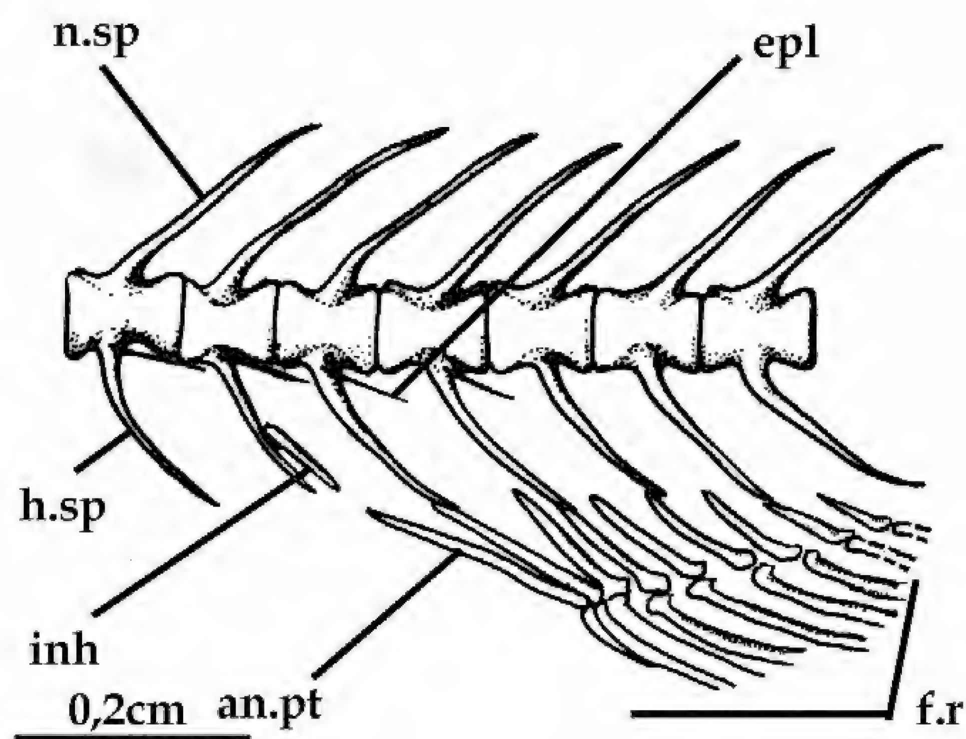


Fig.9- *Scombroclupeoides scutata.* Vertebral column in caudal region and associated bones (including anal pterygiophores), restored based in DGM-DNPM 950-P.

In DGM-DNPM 951-P there is a cleft in the anterior end of the first uroneural resembling the condition of the extant *Elops saurus* Linnaeus, 1766 and in DGM-DNPM 453-P the first uroneural apparently does not reach the second preural centrum. The second uroneural (Fig.10, un 2-3) reaches the posterior end of the second ural centrum while the third (Fig.10, un 2-3) one is more remote originating at the level of the sixth hypural. The fin rays of the upper lobe of the caudal fin extend over 4-6 hypurals. The first preural neural arch and spine (Fig.10, n.arc.pu1) is very reduced. The neural spine of the second preural centrum (Fig.10, n.sp.pu2) is long and slender but it is shorter than other neural spines. There are three elongate and narrow epurals (Fig.10, ep), obliquely and independently positioned above the upturned caudal axis.

There are 19 principal caudal fin rays, 9 segmented and branched fin rays in the dorsal lobe and 8 below. The two innermost principal rays of the dorsal and ventral lobes have expanded bases and partially cover the third and second hypurals respectively. There are 10 procurrent rays in both the dorsal and ventral lobes, and the two posteriormost ones are segmented. There are no fringing fulcra along the leading border of the epaxial and hypaxial lobes, but elongate dorsal (Fig.10, d.c.sc) and ventral caudal scutes (Fig.10, v.c.sc) precede the procurrent caudal rays associated with neural and hemal spines of preural vertebrae 3-5.

Few is known of the squamation. Only faint impressions of oval and imbricate cycloid scales with circuli but without radii are visible in certain parts of best preserved specimens. Along the dorsal and ventral edges of the tail are dark stripes probably representing clustered pigments of chromatophores.

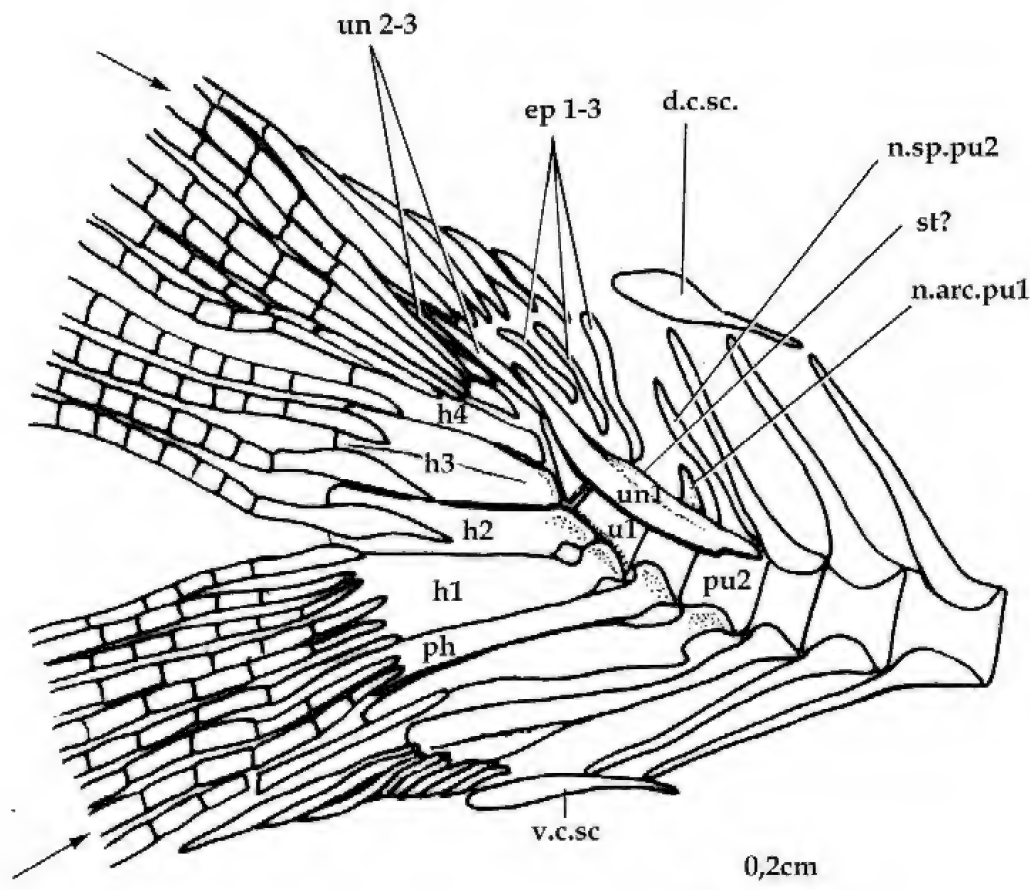


Fig.10- *Scombroclupeoides scutata*. Caudal endoskeleton and fin rays as preserved in DGM-DNPM 949-P. Arrows indicates unbranched principal fin rays.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Previous descriptions (WOODWARD, 1908; SCHAEFFER, 1947) and interpretations (PATTERSON, 1970; PATTERSON & ROSEN, 1977; MAISEY, 1991; GAYET, 1994) of the anatomy of *S. scutata* have been contradictory. The specimens studied by A.S. Woodward and deposited in the British Museum are the largest, each one reaching about 12cm maximum length, whereas Schaeffer's specimens range from 4.4 to 5.7cm. Comparing the descriptions, is evident that Woodward's specimens are more incomplete. For instance, he noted fewer pectoral fin rays (8 instead of 12). But the count of fin rays and vertebrae show the close similarity among specimens. It is corroborated with the counts of this paper. WOODWARD (1908) and SCHAEFFER (1947) did not observe epipleural bones, or teeth on dermal bones of the upper oral border of the specimens they examined. Although PATTERSON & ROSEN (1977) noted the presence of diastema in the caudal endoskeleton, this is probably due to the fact that the ventral border of the third hypural below the longitudinal keel is frequently damaged or lost in specimens. They also omitted the presence of short neural spine and fused parhypural on the first preural centrum, probably because of the poor preservation of available specimens.

Scombroclupeoides shares with *Leptolepis*-like taxa and remaining teleosts the presence of cycloid scales and principal fin rays of the upper caudal lobe reduced to one simple plus nine branched rays. It is more advanced than *Proleptolepis elongata* and *Leptolepis coryphaenoides* in lacking an enameloid layer on skull bones, loss of the prearticular in the lower jaw, and presence of smooth autocentra weakly constricting the notochord, and first ural centrum bearing two hypurals (see PATTERSON & ROSEN, 1977).

With *Leptolepis coryphaenoides* (see WENZ, 1967; NYBELIN, 1974) it shares three epurals, loss of separate surangular and presence of retroarticular in the corner of lower jaw, lower caudal lobe with one simple and eight branched rays, loss of fringing fulcra on ventral margin of lower lobe of the caudal fin. It shares with osteoglossomorph fishes and clupeocephalans a reduced number of hypurals (less than seven in *Scombroclupeoides*), and caudal axis upturned at level of first preural centrum.

Scombroclupeoides scutata, *Leptolepides sprattiformis* (TAVERNE, 1981; ARRATIA, 1997) and *Tchernovichthys exspectatum* (Gayet, 1994) share many similarities in advance to *Proleptolepis elongata* and pholidophorid fishes. So far as known, in all these taxa the retroarticular is excluded from the articular surface for the quadrate, the angular and articular are co-ossified, there is a reduced number of tubules in the preopercular sensory canal, a preopercular process in the hyomandibula is absent, epipleurals are present, and there is an anterior outgrowth of the uroneural. *Scombroclupeoides* Woodward, 1942 and *Tchernovichthys* Gayet, 1994 share the first pterygiophore of dorsal fin in a single piece and absence of a basipterygoid process. *Leptolepides* Nybelin, 1974 is more primitive than *Scombroclupeoides* and *Tchernovichthys* in having a higher number of hypurals and extension of the first uroneural over the third preural centrum (see TAVERNE, 1981; ARRATIA, 1997, 1999).

ARRATIA (1997) combined *Leptolepides* together with *Orthogonikleithrus* Arratia, 1987 into the family Orthogonikleitridae. Both share an anteriorly expanded supraorbital (not verified in *Scombroclupeoides* or *Tchernovichthys*). She did not discuss the status of *Scombroclupeoides* and *Tchernovichthys*, but they are probably more advanced than Orthogonikleithridae at least by the caudal endoskeleton. *Scombroclupeoides* agrees with *Leptolepides* in retaining a connection between the supraorbital and infraorbital sensory canals.

GAYET (1994) erroneously thought that retroarticular is included in the quadrate-mandibular joint and that a diastema is present in *Scombroclupeoides*. She suggested a close affinitiy between *Tchernovichthys* and *Scombroclupeoides*, based on ankylosis of the neural arch over first ural centrum with other neural arch and uroneural complexes. In addition, she pointed out similarities in the caudal endoskeleton. Curiously, the differences based on caudal skeleton between both taxa stated by M. Gayet simply do not occur. Although both have a caudal endoskeleton without a diastema, dorsal and ventral caudal scutes, and median fin rays of similar size and shape, these features are better interpreted as plesiomorphies. *Tchernovichthys* has 11 branchiostegal rays, whereas *Scombroclupeoides* possesses 12. Also, *Scombroclupeoides* has 9 pelvic fin rays whereas *Tchernovichthys* has 6. GAYET (1994) suggested that *Tchernovichthys* is more advanced than *Scombroclupeoides* based on these counts, but such variation is probably unreliable in establishing phylogenetic relationships (McALLISTER, 1968; PATTERSON, 1970). *Scombroclupeoides* differs from *Tchernovichthys* for having a connection between supraorbital and infraorbital canals, short first

preural neural arch, hypural foramen, first preural centrum fused to parhypural, and uroneural not extending forward beyond second preural centrum. On the other hand, the neural arch of the first preural centrum is reduced and lanceolate in *Scombroclupeoides* (not figure by PATTERSON & ROSEN, 1977), and there is an uniquely derived long acessory neural spine between neural spines of preural centra 4-5 in *Tchernovichthys*.

Some features of clupeomorphs and euteleostean fishes are shared by both taxa but a placement of them in Clupeomorpha as claimed by GAYET (1994) is not justified. *Scombroclupeoides* and *Tchernovichthys* lack all synapomorphies of the group as stated by GRANDE (1985), i.e., abdominal scutes, otophysic connection, second hypural fused to first ural centrum (see MAISEY, 1993, for a critical review of synapomorphies proposed by GRANDE, 1985). In addition, the anamestic antorbital claimed by GAYET (1994) to be diagnostic for the group is a widely spread character found in various non-clupeomorph fishes.

A comparison with other fossil euteleosts found in Brazilian Cretaceous strata is inevitable because of general similarities shared. *Santanichthys diasii* (Santos, 1958) is a rare otophysan fish found in Brazilian marine Cretaceous strata, particularly in the calcareous concretions of the Romualdo Member in Santana Formation (Araripe Basin). It is a small-sized fish as *Scombroclupeoides* but it differs from that by several remarkable anatomical features. For instance, *Santanichthys* has skull roof with posterior fontanelle, maxilla with oral border strongly convex and toothless, and Weberian apparatus (SANTOS, 1995; FILLEUL & MAISEY, 2004; FIGUEIREDO & GALLO, 2004). Noteworthy, the caudal skeleton shows a long second ural centrum, fused first preural and ural centra, and, apparently, a pleurostyle (MAISEY, 1991; FILLEUL & MAISEY, 2004; FIGUEIREDO & GALLO, 2004). The arrangement and shape of caudal endoskeleton resembles that of the *Clupavichthys* Gayet, 1989 an otocephalan closely related to the clupavid *Clupavus* Arambourg, 1950, from the Cretaceous of Equatorial Africa (GAYET, 1989), and *Lusitanichthys* Gayet, 1981 from the European Cretaceous (GAYET, 1981).

Finally, *Britoichthys marizalensis* Figueiredo, 2004, a small and slender euteleostean fish from the Lower Cretaceous of the Tucano Basin (Marizal Formation) is separate of *Scombroclupeoides scutata* by having fang-like teeth, dentate and massive dentary, two epurals, neural spine of second preural centrum equal in size to other preural spines, and presence of leaf-like process of first preural neural arch (FIGUEIREDO, 2004).

ACKNOWLEDGMENTS

Thanks to Marise S. Carvalho (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Departamento Nacional de Produção Mineral), for allowing me to examine specimens. Valéria Gallo, Paulo Brito and Hugo Ricardo S. Santos (Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ), contributed with a critical reading of early drafts of the manuscript. I am also indebted to two anonymous reviewers for profitable suggestions and to Alison Longbottom, (Natural History Museum, London), for having sent me high resolution photographs of specimens.

REFERENCES

ARRATIA, G., 1997. Basal teleosts and teleostean phylogeny. **Palaeo Ichthyologica**, München, **7**:5-168.

ARRATIA, G., 1999. The monophyly of Teleostei and stem-group teleosts. Consensus and disagreements. In: ARRATIA, G. & SCHULTZE, H.P. (Eds.), **Mesozoic Fishes 2 - Systematics and Fossil Record**. München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil. p.265-334.

FELDMANN, R.M., 1989. Whitening fossil for photographic purposes. In: FELDMANN, R.M., CHAPMAN, R.E. & HANNIBAL, J.T. (Eds.) **Paleotechniques**. Knoxville: The Paleontological Society Special Publication, Paleontological Society, 4, The University of Tennessee. p. 324-346.

FIGUEIREDO, F.J., 2004. A new euteleostean fish from the Lower Cretaceous of Tucano Basin, north-eastern Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, **62**(3):293-307.

FIGUEIREDO, F.J. & GALLO, V., 2004. A new teleost fish from the early Cretaceous of northeastern Brazil. **Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia**, Rio de Janeiro (73):1-23.

FILLEUL, A. & MAISEY, J.G., 2004. Redescription of *Santanichthys diasii* (Otophysi, Characiformes) from the Albian of the Santana Formation and comments on its implications for otophysan relationships. **American Museum Novitates**, New York, **3455**: 1-21.

GAYET, M., 1981. Contribuition à l' étude anatomique et systematique de l' ichthyofaune cénomanienne du Portugal. Deuxiéme partie: Les Ostariophysaires. **Comunicações do Serviço Geológico de Portugal**, Lisboa, **67**(2):173-190.

GAYET, M., 1989. Note préliminaire sur le matériel paléoichthyologique éocrétacique du Rio Benito (sud de Bata, Guinée Équatoriale). **Bulletin du Muséum National d'Historie Naturelle**, Paris, 4 Série, Section C, **11**(1):21-31.

GAYET, M., 1994. Fishes from the Lower Cretaceous (Hauterivian?) of Wadi-el-Maluh (Israel). **Neues Jahrbuch fuer Geologie und Paläeontologie Abhandlunger**, Stuttgart, **194**(1):73-93.

GRANDE, L., 1985. Recent and fossil clupeomorph fishes with materials for revision of the subgroups of clupeids. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, New York, **181**:231-272.

GREENWOOD, P.H.; ROSEN, D.E.; WEITZMAN, S.H. & MYERS, G.S., 1967. Named main divisions of teleostean fishes. **Proceedings of the Biological Society of Washington**, Lawrence, **80**:227-228.

HARTT, C.F., 1870. **Geology and Physical Geography of Brazil**. Boston: Fields Osgood and Co. 620p.

MAISEY, J.G., 1991. **Santana Fossils: An Illustrated Atlas**. Neptune City: T.F.H. Publications, Neptune City. 459p.

MAISEY, J.G., 1993. A new clupeomorph fish from the Santana Formation (Albian) of NE Brazil. **American Museum Novitates**, New York, **3076**:1-15.

McALLISTER, D.E., 1968. Evolution of branchiostegals and classification of teleostome fishes. **Bulletin of the Natural Museum of Canada**, Ottawa, **221**:1-239.

MÜLLER, J., 1844. Ueber den Bau und die Grenzen der Ganoiden und über das natürliche System der Fische. Bericht über die zur Bekanntmachung geeigeneten. **Verhandlungen der Akademie der Wissenschaften**, Berlin, **1846**:117-216.

NETTO, A.S.T.; WANDERLEY FILHO, J.R. & FEIJÓ, F.J., 1994. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, **8**(1):173-184.

NYBELIN, O., 1974. A revision of the leptolepid fishes. **Actae Regiae Societatis Scientiarum et Litterarum Gothoburgensis, Zoologica**, Göteborg, **9**:1-202.

PATTERSON, C., 1970. Two Upper Cretaceous salmoniform fishes from the Lebanon. **Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology**, London, **19**:205-296.

PATTERSON, C. & ROSEN, D.E., 1977. Review of ichthyodectiform and other Mesozoic teleost fishes and the theory and practice of classifying fossils. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, New York, **158**:81-172.

ROXO, M.G., 1936. Revalidação do *Thoracosaurus bahiaensis* e considerações sobre a edade da serie da Bahia. **Boletim do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, **12**(3-4):59-72.

SANTOS, R.S., 1995. *Santanichthys*, novo epíteto genérico para *Leptolepis diasii* Silva Santos, 1958 (Pisces - Teleostei) da Formação Santana (Aptiano), Bacia do Araripe, NE do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **67**(2):249-258.

SCHAEFFER, B., 1947. Cretaceous and Tertiary actinopterygian fishes from Brazil. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, New York, **89**(1):1-40.

TAVERNE, L., 1974. L' ostéologie d'*Elops* Linné, C., 1766 (Pisces, Elopiformes) et son intérêt phylogénétique. **Académie Royale de Belgique, Mémoires de la Classe de Sciences**, Bruxelles, **41**:1-96.

TAVERNE, L., 1975. Étude complémentaire de *Wenzia congolensis* (Arambourg C. & Schneegans, D., 1935), téléostéen salmoniforme fossile du Wealdien du Gabon, précédement décrit dans le genre *Leptolepis* Agassiz, L., 1832. **Bulletin du Muséum National d´Histoire Naturelle, Science de la Terre**, Paris, 3ième série **344**:229-240.

TAVERNE, L., 1976. Mutanda ichthyologica. *Wenzichthys* nomen novum en remplacement de *Wenzia* Taverne, L., 1976, téléostéen salmoniforme fossile du Crétacé inférieur du Gabon et de Guinée équatoriale. **Revue Zoologique Africaine**, Bruxelles, **90**:1032.

TAVERNE, L., 1977. Ostéologie de *Clupavus maroccanus* (Crétacé supérieur du Maroc) et considerations sur la position systématique et les relations des Clupavidae au sein de l'ordre des Clupeiformes sensu stricto (Pisces: Teleostei). **Geobios**, Lyon, **10**(5):697-722.

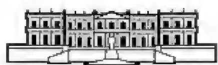
TAVERNE, L., 1981. Ostéologie et affinités systématiques de *Leptolepides sprattiformis* (Pisces, Teleostei) du Jurassique supérieur de l' Europe. **Annales de la Societé Royale Zoologique de Belgique**, Bruxelles, **110**:7-28.

TAVERNE, L., 2001. Position systématique et relations phylogénétiques de *Paraclupavus* ("*Leptolepis*") *caheni*, téléostéen marin du Jurassique Moyen de Kisangani (Calcaires de Songa, Etage de Stanleyville), République Démocratique du Congo. **Museum Royale Afrique Centrale**, Tervuren, Rapport annuel, **1999-2000**:55-76.

WENZ, S., 1967. Compléments à l'étude des poissons actinoptérygiens du Jurassique français. **Cahiers de Paléontologie**, Paris, p.1-276.

WOODWARD, A.S., 1908. On some fossil fishes discovered by Ennes de Souza in the Cretaceous Formation of Ilhéos (State of Bahia), Brazil. **Quarterly Journal of Geological Society of London**, **64**:358-362.

WOODWARD, A.S., 1942. The beginning of the teleostean fishes. **Annals and Magazine of Natural History**, London, **11**(9):902-912.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.523-528, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

NOTE ON A PLASTRON (TESTUDINES, PLEURODIRA) FROM THE LOWER CRETACEOUS CRATO MEMBER, SANTANA FORMATION, BRAZIL[1]

(With 3 figures)

GUSTAVO RIBEIRO DE OLIVEIRA[2, 3, 4, 5]
ALEXANDER WILHELM ARMIN KELLNER[2, 6, 7]

ABSTRACT: Up to date, turtle remains from the Early Cretaceous Santana Formation were only described from the Romualdo Member (Aptian-Albian) and four species are known: *Araripemys barretoi* Price, 1973 (Pleurodira: Araripemydidae); *Santanachelys gaffneyi* Hirayama, 1998 (Cryptodira: Protostegidae); *Brasilemys josai* Lapparent de Broin, 2000 (Pleurodira: Brasilemydidae), and *Cearachelys placidoi* Gaffney, Campos & Hirayama, 2001 (Pleurodira: Bothremydidae). Here we report an incomplete plastron (MN 6745-V) from the lower section of this formation, constituted by the laminated limestone layers of the Crato Member (Aptian). Compared to other turtles from the Santana Formation, this material is referable to cf. *Araripemys* based on the presence of fontanels and the lack of a mesoplastron. It constitutes the oldest Testudines from Brazil, extending the record of *Araripemys* or a similar taxon deeper into the Aptian.

Key words: Early Cretaceous. Testudines. Pleurodira. Crato Member. Santana Formation.

RESUMO: Nota sobre um plastrão (Testudines, Pleurodira) do Membro Crato, Cretáceo Inferior, Formação Santana, Brasil.

Até o momento foram descritos restos de tartarugas do Cretáceo Inferior apenas no Membro Romualdo, unidade estratigráfica superior da Formação Santana (Aptiano-Albiano) e quatro espécies são conhecidas: *Araripemys barretoi* Price, 1973 (Pleurodira: Araripemydidae); *Santanachelys gaffneyi* Hirayama, 1998 (Cryptodira: Protostegidae); *Brasilemys josai* Lapparent de Broin, 2000 (Pleurodira: Brasilemydidae) e *Cearachelys placidoi* Gaffney, Campos & Hirayama, 2001 (Pleurodira: Bothremydidae). Neste trabalho é descrito um plastrão incompleto (MN 6745-V) da parte inferior desta formação, constituída pelas camadas de calcário finamente laminado do Membro Crato (Aptiano). Comparado com outras tartarugas da Formação Santana, esse material refere-se, baseado na presença de fontanelas e ausência de mesoplastrão, a cf. *Araripemys*. Essa ocorrência constitui o registro mais antigo de Testudines do Brasil, estendendo o registro de *Araripemys* ou de um táxon similar para o Aptiano.

Palavras-chave: Cretáceo Inferior. Testudines. Pleurodira. Membro Crato. Formação Santana.

INTRODUCTION

The Araripe Basin, located in northeastern Brazil between the states of Ceará, Piauí and Pernambuco, is worldwide famous for the diverse and exquisitely well preserved fossil assemblages that are present in the Santana Formation (Fig.1) (*e.g.* MAISEY, 1991). This lithostratigraphic unit is subdivided into three members named, from base to top, Crato, Ipubi and Romualdo (BEURLEN, 1971). Those layers were formed during the Lower Cretaceous (Aptian / Albian; PONS *et al.*, 1990) and have yielded several fossil reptiles such as dinosaurs, pterosaurs, and crocodilomorphs (*e.g.* KELLNER, 1998). Turtles are also known from the Santana Formation, but were only described from the Romualdo *lagerstätte*. Here we describe the first turtle remain from the Crato Member (Aptian, PONS *et al.*, 1990), which consists of an incomplete and isolated plastron (MN 6745-V) housed in the

[1] Submitted on August 8, 2005. Accepted on August 31, 2005.
[2] Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[3] Museu Nacional/UFRJ, Programa de Pós-Graduação em Ciências Biológicas (Zoologia). Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[4] Fellow of Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).
[5] E-mail: gustavoliveira@gmail.com.
[6] Fellow of Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).
[7] E-mail: kellner@mn.ufrj.br.

collection of the Paleovertebrate Sector of the Geology and Paleontology Department of the Museu Nacional (MN), Rio de Janeiro. The specimen was collected in one of the several quarries that are being mined around the town of Nova Olinda in the State of Ceará, northeastern Brazil.

The specimen studied here (MN 6745-V) consists of an incomplete left plastron, composed of the hyoplastron and the hypoplastron of the left side (Fig.2). It was found isolated in light-beige coloured laminated limestone from the Crato Member.

DESCRIPTION

Most specimens found in the Crato *lagerstätte* are compacted and distorted, but MN 6745-V is three dimensionally preserved, a condition similar to the material from the Romualdo Member. The bone surface is also well preserved, showing a brownish colour. Except for the posterior part of the hypoplastron, no evidence of breakage was found at the edges of both elements, indicating that they were detached from the right part of the plastron and the carapace naturally before the fossilization process.

MN 6745-V is exposed in internal view. The bone surface is rather smooth. The hyo- and hypoplastron are strongly sutured. Both are dorsoventally flattened elements, a common feature among Testudines. The articulation surface of the hyoplastron for the entoplastron (not preserved) is very deep. Despite being somewhat fragmented, it is possible to note that the articulation surface between the hypoplastron and the xiphiplastron (nor preserved) is deep too.

Two fontanels are clearly visible: one between the hyoplastron and the entoplastron and another between the hyoplastron and the hypoplastron, the latter being the largest. The posterior portion of the hypoplastron is broken and no xiphiplastron is preserved. However, it is very likely that a third fontanel between those elements was also present. This specimen lacks a mesoplastron.

DISCUSSION

Until now turtle remains were only described from the Romualdo *lagerstätte*, with the following taxa known: *Araripemys barretoi* Price, 1973 (Pleurodira: Araripemydidae); *Santanachelys gaffneyi* Hirayama, 1998 (Cryptodira: Protostegidae); *Brasilemys josai* Lapparent de Broin, 2000 (Pleurodira: Brasilemydidae), and *Cearachelys placidoi* Gaffney, Campos & Hirayama, 2001 (Pleurodira: Bothremydidae). Besides those there is an unnamed turtle (FR 4922) deposited in the Forschungsinstitut Senckenburg, Frankfurt, Germany, that was figured (GAFFNEY & MEYLAN, 1991) and briefly discussed in the literature (MEYLAN, 1996; LAPPARENT-DE-BROIN, 2000; GAFFNEY *et al.*, 2001) and several undescribed specimens. Although known for some time (*e.g.* KELLNER, 1998; VIANA & NEUMANN, 2002), turtle remains from the Crato Member were never described before.

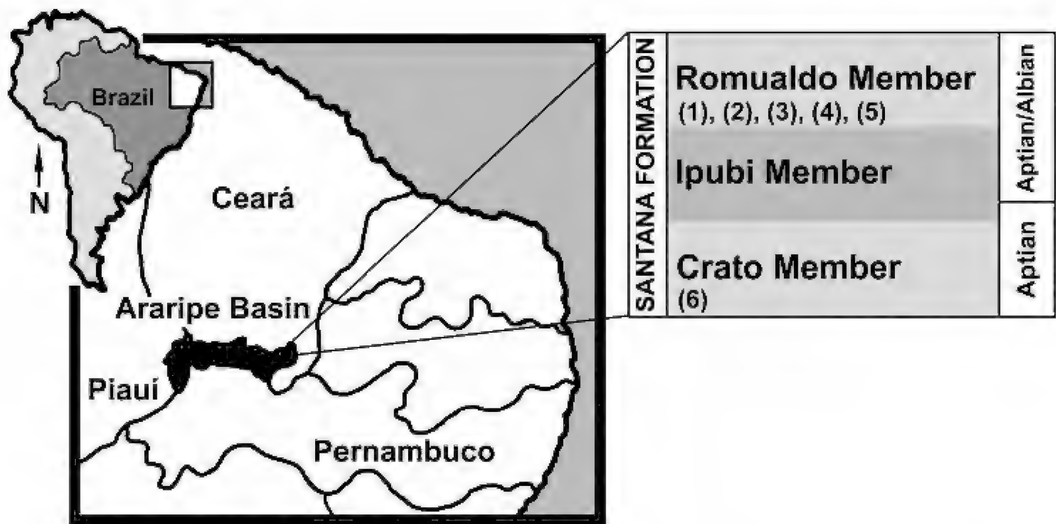


Fig.1- Map showing the Araripe Basin and the members that form the Santana Formation. Ages based on PONTE & PONTE FILHO (1996). The numbers indicate turtle taxa recovered from those deposits as follows: (1) *Araripemys barretoi*; (2) FR 4922; (3) *Santanachelys gaffneyi*; (4) *Brasilemys josai*; (5) *Cearachelys placidoi*; (6) cf. *Araripemys*.

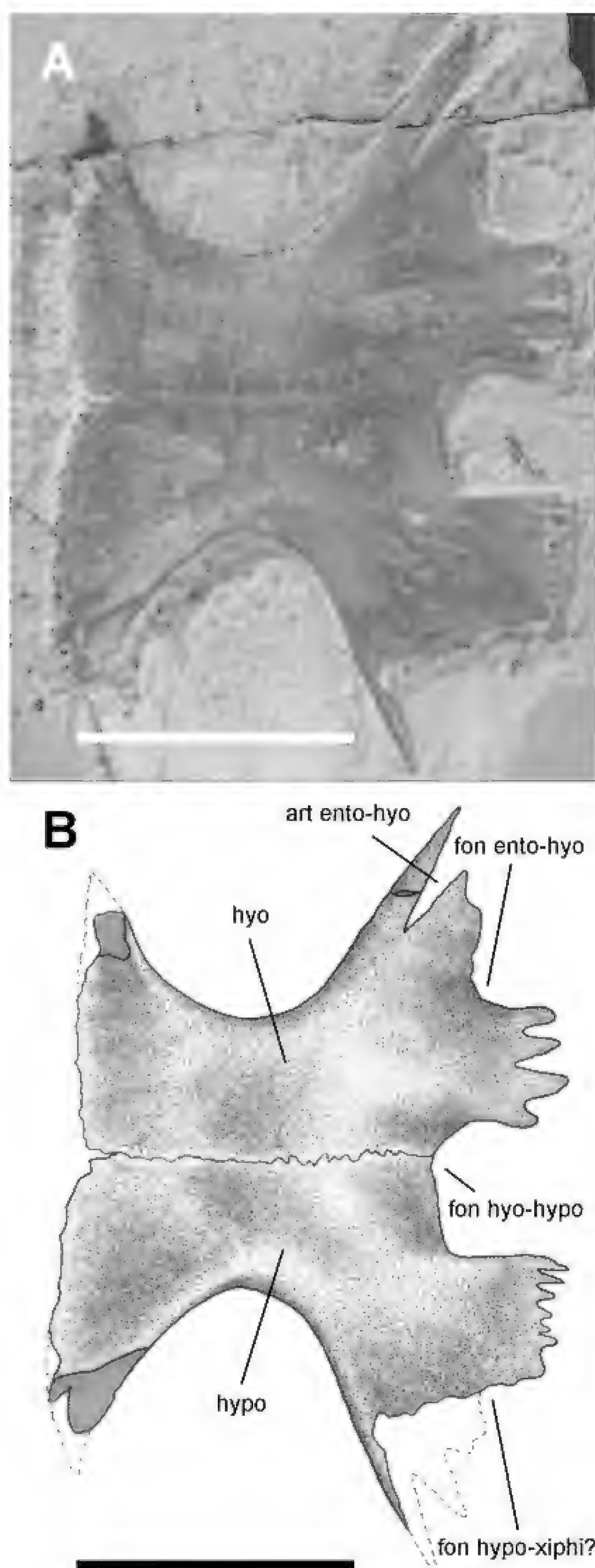


Fig.2- Internal view of cf. *Araripemys* specimen MN 6745-V. (A) photo; (B) drawing. Abbreviations: (hyo) hyoplastron; (hypo) hypoplastron; (art ento-hyo) articulation surface between entoplastron and hyoplastron; (fon ento-hyo) fontanel between entoplastron and hyoplastron; (fon hyo-hypo) fontanel between hyoplastron and hypoplastron; (fon hypo-xiphi) fontanel between hypoplastron and xiphiplastron. Scale bar: 50mm.

Despite being incomplete, the new specimen (MN 6745-V) can be compared with the Romualdo turtles (Fig.3 and Tab.1). MN 6745-V shows at least two - and very likely three - fontanels which are absent in FR 4922 and *Cearachelys placidoi*. *Santanachelys gaffneyi* also differs from the new material since it has only one fontanel (HIRAYAMA, 1998). FR 4922, and *Cearachelys placidoi* further show the presence of a mesoplastron which is absent in MN 6745-V. Although no information of the plastron of the pelomedusoid *Brasilemys josai* is available (LAPPARENT-DE-BROIN, 2000), it possible had a reduced and lateral mesoplastron and lacked fontanels, like all other members of the Pelomedusoides (DE-LA-FUENTE, 2003). *Santanachelys gaffneyi* has a shallow articulation surface between the entoplastron and the hyoplastron, contrasting to the deeper condition found in MN 6745-V. The Crato specimen shares with *Araripemys barretoi* the presence of fontanels and the absence of a mesoplastron. Based on those features and in the absence of any main anatomical difference, the new specimen is referred to this taxon as cf. *Araripemys*.

While there is consensus among researchers regarding the depositional environment of the Romualdo layers, interpreted as an ancient lagoon, there is some controversy regarding the Crato *lagerstätte*. Most authors regard the laminated layers of the Crato Member as formed under fresh water conditions (*e.g.* BEURLEN, 1971; MAISEY, 1991; KELLNER, 1994) while others favor a stratified hypersaline lagoonal system (MARTILL, 1993). Therefore, the occurrence of *Araripemys* in both deposits is of considerable interest.

Since first described, *Araripemys barretoi* is regarded as a marine form (PRICE, 1973). In the Romualdo deposits, *Araripemys barretoi* is the most common turtle. There are about 30 individuals known, all of them dispersed in several public collections. However, based on the extensive collecting done in those deposits (KELLNER, 2002), the total number of specimens must be closer to 100. The Crato deposits have been extensively mined in the last decade (VIANA & NEUMANN, 2002), but so far show only a few turtle specimens, including the specimen (MN 6745-V) reported here. This difference in numbers cannot be explained by taphonomic reasons and there is no detectable bias in preservation or collecting. A similar picture is observed in fishes, where taxa common to the Romualdo *lagerstätte* are found in limited numbers in the Crato deposits (*e.g.* MAISEY, 1991, MARTILL & BRITO, 2000).

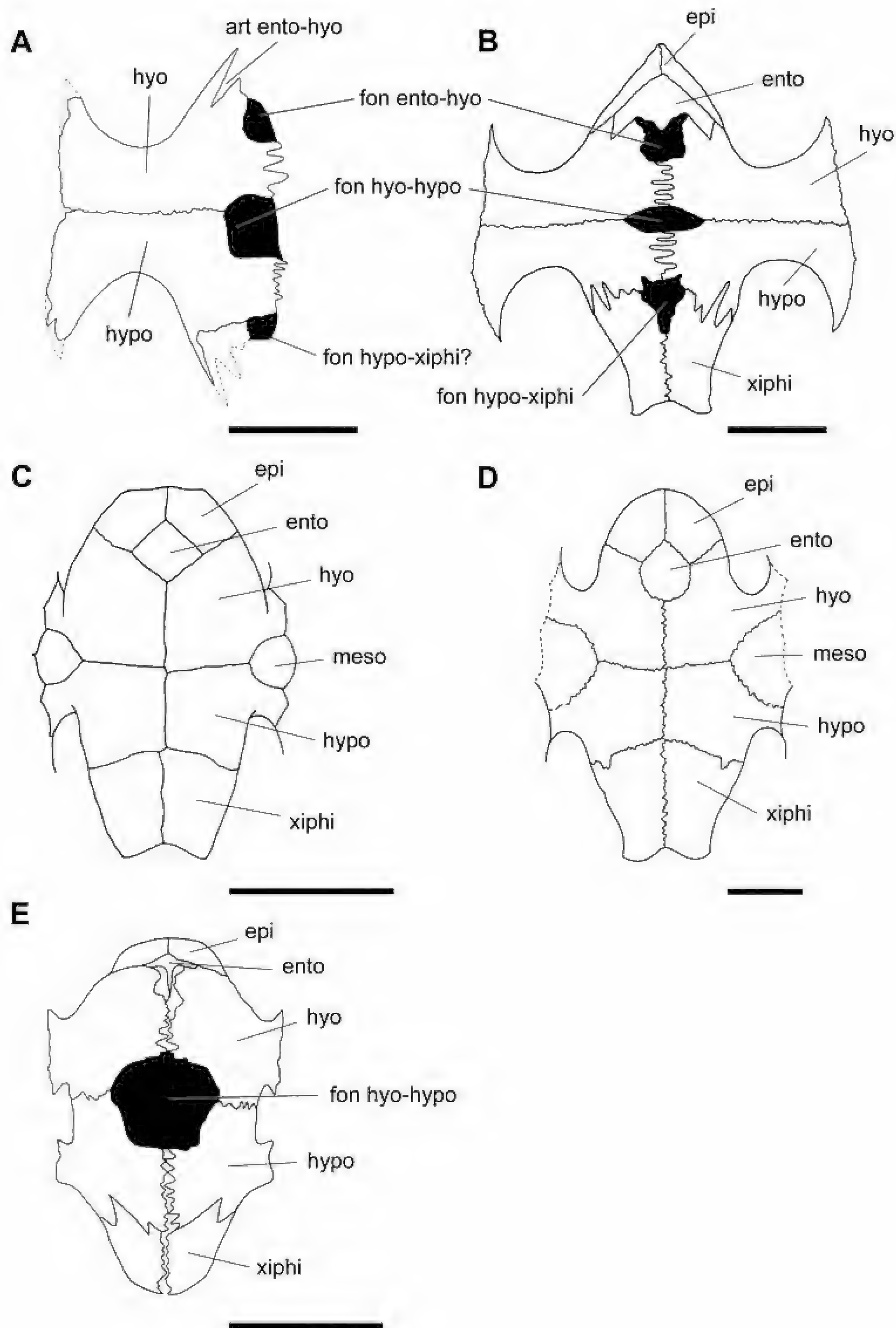


Fig.3- Comparison of the plastron from the Santana Testudines. Internal view of the (A) MN 6745-V. Ventral view of (B) *Araripemys barretoi*; (C) *Cearachelys placidoi*; (D) *Brasilemys josai*; (E) *Santanachelys gaffneyi*. Abbreviations: (epi) epiplastron; (ento) entoplastron; (hyo) hyoplastron; (hypo) hypoplastron; (xiphi) xiphiplastron; (meso) mesoplastron; (fon ento-hyo) fontanel between entoplastron and hyoplastron; (fon hyo-hypo) fontanel between hyoplastron and hypoplastron; (fon hypo-xiphi) fontanel between hypoplastron and xiphiplastron. Scale bar: 50mm.

TABLE 1. Features of the plastron of the Testudines from the Santana Formation

CHARACTER	*A. barretoi*	FR4922	*S. gaffneyi*	*C. placidoi*	MN 6745-V
Mesoplastron	absent	present	absent	present	absent
Plastral fontanelles	three	absent	one	absent	likely three
Contact ento-hyoplastral	deep	shallow	shallow	shallow	deep
Contact xiphi-hypoplastral	deep	shallow	deep	shallow	deep

There seems to be little doubt that the paleoenvironment of both deposits was quite distinct, as repeatedly pointed out in the literature (*e.g.* BEURLEN, 1971; MAISEY, 1991; KELLNER, 1994). The occurrence of cf. *Araripemys* in the Crato *lagerstätte* does not help to clarify if those deposits were formed under freshwater or lagoonal conditions. MARTILL & BRITO (2000) regarded the Crato deposits as representing a lagoon with high salinity where marine fishes entered occasionally. Under this scenario, other organisms that lived in salt water conditions - like *Araripemys* - might have potentially entered this lagoon as well. It is, however, also possible, that this turtle (and the fishes) occasionally entered a fresh water lake during local and sporadic marine ingressions. The presence of anurans, as repeatedly pointed out in the literature, seems to favor a freshwater depositional environment and therefore the latter hypothesis is favored here.

Lastly, from the stratigraphical view, it is interesting to point out that, as Crato Member is older than the Romualdo Member (PONS *et al.*, 1990), MN 6745-V therefore extends the record of *Araripemys* or a similar taxon to the Aptian. Nevertheless, MN 6745-V is presently the oldest described Testudines known from Brazil.

ACKNOWLEDGMENTS

We wish to thank Diogenes de Almeida Campos and Rita Cassab (Museu de Ciências da Terra – Departamento Nacional de Produção Mineral) for access to the type specimen of *Araripemys barretoi* (DGM 756-R); Pedro Romano and Juliana Sayão (Museu Nacional - Rio de Janeiro – MNRJ) for comments on the original version of this manuscript; Vanessa Machado (MNRJ) for the illustrations of the figures 2 and 3; Pedro Romano and Orlando Grillo (MNRJ) for help to produce the figure 1. Taissa Rodrigues (MNRJ), Marcelo Carvalho (MNRJ) and Jorge Calvo (Universidad Nacional del Comahue) are thanked for reviewing this manuscript. This project was partially supported by CAPES (to G.R.Oliveira), CNPq (#304785/2003-2) and FAPERJ (#E-26/152.442/2002/2005) (grants to A.W.A.Kellner).

REFERENCES

BEURLEN, K., 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **43**:411-415.

DE-LA-FUENTE, M.S., 2003. Two new pleurodiran turtles from the Portezuelo Formation (Upper Cretaceous) of Northern Patagonia, Argentina. **Journal of Paleontology,** Iowa City, **77**(3):559-575.

GAFFNEY, E.S.; CAMPOS, D.A.; HIRAYAMA, R., 2001. *Cearachelys*, a new side-necked turtle (Pelomedusoides: Bothremydidae) from the Early Cretaceous of Brazil. **American Museum Novitates,** New York, **3319**:1-20.

GAFFNEY, E.S. & MEYLAN, P.A., 1991. Primitive pelomedusid turtle. In: MAISEY, J.G. (Ed.) **Santana Fossils: An Illustrated Atlas**. Neptune City: T.F.H. Publications, p.335-339.

HIRAYAMA, R., 1998. Oldest known sea turtle. **Nature,** London, **392**:705-708.

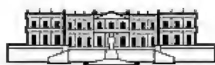
KELLNER, A.W.A., 1994. Remarks on pterosaur taphonomy and paleoecology. **Acta Geologica Leopoldensia,** São Leopoldo, **39**(1):175-189.

KELLNER, A.W.A., 1998. Panorama e perspectiva do estudo de répteis fósseis no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **70**(3):647-676.

KELLNER, A.W.A., 2002. Membro Romualdo da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE. Um dos mais importantes depósitos fossilíferos do Cretáceo brasileiro. In: SIGEP, Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília. p.121-130.

LAPPARENT-DE-BROIN., F., 2000. The oldest pre-podocnemidid turtle (Chelonii, Pleurodira), from the early Cretaceous, Ceará State, Brasil, and its environment. **Treballs del Museu de Geologia de Barcelona,** Barcelona, **9**:43-95.

MAISEY, J.G., 1991. **Santana Fossils: An Illustrated Atlas.** Neptune City: T.F.H. Publications. 459p.
MARTILL, D.M., 1993. Fossils of Santana and Crato Formations, Brazil. **Palaentological Association Field Guides to Fossils.** London, **5**:1-158.
MARTILL, D.M. & BRITO, P.M., 2000. First record of *Calamopleurus* (Actinopterygii: Halecomorphi: Amiidae) from the Crato Formation (Lower Cretaceous) of North-East Brazil. **Oryctos**, Espéraza, **3**:3-8.
MEYLAN, P.A., 1996. Skeletal morphology and relationships of the Early Cretaceous side-necked turtle, *Araripemys barretoi* (Testudines: Pelomedusoides: Araripemydidae), from the Santana Formation of Brazil. **Journal of Vertebrate Paleontology,** Northbrook, **16**(1):20-33.
PONS, D.; BERTHOU, P.Y. & CAMPOS, D.A., 1990. Quelques observations sur la palynologie de l'Aptien supérieur et de l'Albien du bassin d'Araripe (N-E du Brasil). **Atas do 1° Simposio sobre a Bacia do Araripe e das Bacias interiores do Nordeste,** Crato. p.142-252.
PONTE, F.C. & PONTE FILHO, F.C., 1996. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. **Boletim do 4° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil,** Rio Claro. p.123-133.
PRICE, L.I., 1973. Quelônio Amphichelydia no Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **3**(2):84-95.
VIANA, M.S.S. & NEUMANN, V.H.L., 2002. Membro Crato da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE. Riquíssimo registro de fauna e flora do Cretáceo. In: SIGEP, Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília. p.113-120.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.529-564, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

DESCRIPTION OF A TITANOSAURID CAUDAL SERIES FROM THE BAURU GROUP, LATE CRETACEOUS OF BRAZIL [1]

(With 27 figures)

ALEXANDER WILHELM ARMIN KELLNER [2, 3, 4]
DIOGENES DE ALMEIDA CAMPOS [4, 5]
MARCELO N. F. TROTTA [2, 6]

ABSTRACT: A new titanosaurid, *Baurutitan britoi* n. gen., n. sp., is described and compared with other taxa of that sauropod clade. The specimen (MCT 1490-R) consists of the last sacral followed by a sequence of 18 caudal vertebrae that were found in the continental deposits of the Late Cretaceous Bauru Group that outcrop at the Peirópolis region, near the town of Uberaba, State of Minas Gerais, Brazil. This new taxon is distinguished from other titanosaurians by several features, including subrectangular to square outline of the anterior articulation surface of the anterior and middle caudals, strongly pointed laterally directed process intercepting the spinoprezygapophyseal lamina in caudal 1; dorsal prezygapophyseal tuberosity on the lateral margin of the prezygapophyses of caudals 2-4, that smoothens out in midcaudals. This material demonstrates that the horizontal ridge present in middle and posterior caudals of some titanosaurs, in *Baurutitan britoi* is homologous with a dorsal tuberosity and not with the transverse process.

Key words: Dinosauria. Sauropoda. Titanosauria. Titanosauridae. Cretaceous. Brazil.

RESUMO: Descrição da série caudal de um titanosaurídeo do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do Brasil.
Um novo titanossaurídeo, *Baurutitan britoi* n. gen., n. sp., é descrito e comparado com outros membros desse clado de saurópodes. O espécime é composto por uma última vértebra sacral seguida de uma seqüência de 18 vértebras caudais (MCT 1490-R) proveniente das cercanias do povoado de Peirópolis, no Município de Uberaba (Estado de Minas Gerais, Brasil), tendo sido encontrado nos depósitos continentais do Grupo Bauru (Cretáceo Superior). Entre as características que distinguem esse novo táxon dos demais Titanosauria estão a face subretangular ou quadrada da articulação anterior das caudais, processo lateral bem desenvolvido interceptando a lamina espinopré-zigapofisiária da caudal 1, tubérculo dorsal na margem lateral das pré-zigapófises das caudais 2-4, que se torna em uma rugosidade que tende a se tornar menos pronunciada nas caudais médias. Este material também demonstra que em *Baurutitan britoi* n. gen., n. sp. a crista lateral nos centros das caudais medianas é o resultado de uma diminuição de um processo dorsal e não é homólogo do processo transverso.

Palavras-chave: Dinosauria. Sauropoda. Titanosauria. Titanosauridae. Cretáceo. Brasil.

INTRODUCTION

Up to date the richest locality in Brazil with titanosaur remains is Peirópolis (Fig.1). In the past, the most productive site was the Caieira quarry that yielded hundreds of titanosaur bones (CAMPOS & KELLNER, 1999). Among the recovered material is a series of 19 vertebrae (the last sacral and 18 caudals) collected in 1957, housed in the collection of the Earth Science Museum (MCT) of the Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM, Rio de Janeiro) under the number MCT 1490-R. This specimen was briefly described by POWELL (1987) as the "Series C" and referred as *Titanosaurus* sp. It is one of the few articulated titanosaurid caudal sequences and has been used several times to determine the place in the tail of isolated or partially articulated caudals from other dinosaurs (e.g., GONZÁLEZ RIGA, 2003; MARTÍNEZ *et al.*, 2004).

In this paper we redescribe MCT 1490-R and establish a new titanosaurid taxon, *Baurutitan britoi*

[1] Submitted on July 12, 2004. Accepted on August 22, 2005.
[2] Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[3] E-mail: kellner@mn.ufrj.br.
[4] Fellow of Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).
[5] Museu de Ciências da Terra, Departamento Nacional de Produção Mineral. Av. Pasteur, 404, Urca, 22290-240, Rio de Janeiro, RJ, Brazil. E-mail: dac@abc.org.br.
[6] E-mail: marcelotrotta@yahoo.com.br.

n. gen., n. sp. We also include a detailed description of the chevrons that have not been studied before. This species is compared with the following titanosaurs: *Aeolosaurus rionegrinus* POWELL (2003); *Aeolosaurus* sp. SALGADO & CORIA (1993); *Aeolosaurus* sp. SALGADO, CORIA & CALVO, (1997b); *Alamosaurus sanjuanensis* GILMORE, 1922; *Epachthosaurus sciuttoi* POWELL, 1990 (MARTINEZ *et al.*, 2004); *Gondwanatitan faustoi* KELLNER & AZEVEDO, 1999; *Mendozasaurus neguyelap* GONZÁLEZ RIGA, 2003; *Neuquensaurus australis* (Lydekker 1893); *Opisthocoelicaudia skarzynskii* BORSUK-BIALYNICKA, 1977; *Pellegrinisaurus powelli* SALGADO, 1996; *Rinconsaurus caudamirus* CALVO & GONZÁLEZ RIGA, 2003; *Saltasaurus loricatus* BONAPARTE & POWELL, 1980; *Titanosaurus araukanicus* (HUENE, 1929); *Titanosaurus colberti* JAIN & BANDYOPADHYAY 1997 (renamed as *Isisaurus colberti* by WILSON & UPCHURCH, 2003); *Lirainosaurus astibiae* SANZ *et al.*, 1999, and MCT 1488-R/ MCT 1719-R (CAMPOS *et al.*, 2005 - this volume). The data from most of the mentioned titanosaur taxa was obtained from the original description and complemented with other papers including CORIA *et al.* (1998), POWELL (1992, 2003), BONAPARTE (1996), and SALGADO, CORIA & CALVO, 1997a. The sedimentary rocks of this area belong to the Marília Formation (BERTINI, 1993) from the Bauru Basin (FERNANDES & COIMBRA, 1996). For a review of the paleontological content of this and other stratigraphic units of the Bauru Basin see BERTINI (1993) and BERTINI *et al.* (1993). Abbreviations as follows: (dtu) dorsal tuberosity, (nc) neural canal, (ns) neural spine, (posl) postspinal lamina, (poz) postzygapophysis, (prsl) prespinal lamina, (prz) prezygapophysis, (prztu) prezygapophyseal tuberosity, (tp) transverse process, (sprl) spinoprezygapophyseal lamina, (sri) sacral rib, (l) left, (r) right.

BRIEF HISTORY OF THE CAIEIRA QUARRY

In 1958, after several years working at one particular point in Peirópolis (the Caieira quarry of CAMPOS & KELLNER, 1999), L.I. Price understood that this fossil deposit was more extensive than he had anticipated and provided a summary of the activities done so far in his annual report for the Geology and Mineralogy Division of the Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). This report was published the next year by the director of the DNPM, A.R. Lamego, with some pictures of the quarry that are reproduced here (Fig.2).



Fig.1- The Caieira site, near Uberaba, Minas Gerais State.

According to PRICE (1955), he examined this region in 1947 based on the information of Jesuino Felicissimo Junior, of the Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo, who pointed out the presence of fossil vertebrates in the Uberaba area. The next year (1948) he prepared the opening of a quarry which was done only in 1949. Still according to Price's report of 1958, fossils have been collected in six different occasions (he did not precise the dates), with the recovery of several specimens, including turtles, crocodilomorphs, theropods (Coelurosauria - two species, "Carnosauria" - isolated teeth) and sauropod



Fig. 23 — Desmonte na jazida fossilífera em Peirópolis, Estado de Minas Gerais, em arenitos da formação Bauru de idade cretácica.



Fig. 24 — Encontro de parte de uma coluna vertebral ainda articulada de um dinossauro saurópodo, na jazida fossilífera em Peirópolis, Estado de Minas Gerais.

Fig.2- Reproduction of the likely first published picture of the Peirópolis site, showing the Caieira quarry (on top) and the pelvis MCT 1488-R still in the field. This picture was reproduced from Price's report published in LAMEGO (1959).

dinosaurs. Other fossils were also recovered such as fragments of fishes, freshwater invertebrates (gastropods, bivalves), ichnofossils (invertebrate tubes), egg shale fragments, and plant remains (PRICE in LAMEGO, 1959:181-182). The overburden that had to be removed in order to reach the main fossiliferous layer varied between 4 to 18 (!) meters, what was done manually. Extremely hard sedimentary rocks were removed occasionally by dynamite. Price also pointed out that until the excavation of 1957, he regarded the titanosaur bones collected belonging to three individuals of distinct sizes, all representing the same genus. However, in 1957 he and his crew had found a series of 19 vertebrae (at that point he though all were caudals) that clearly demonstrated the presence of a second distinct genus, making the re-evaluation of the assignment of all collected elements necessary.

Although not published in his report, Price was also working on a quarry map showing the main specimens recovered. A photo of this map was published by CAMPOS & KELLNER (1999) and showed that the excavations at the Caieira quarry were done in 1949, 1950, 1953, 1955, 1957, 1958, and 1959. A second copy of this picture was found recently and includes the year 1961 handwritten by Price (Fig.3). Possible this was the last year of excavation at the Caieira quarry and apparently has not yielded any significant specimen.

Examining the material collected by Price, POWELL (1987) described some remains of the Caieira quarry, including a partial vertebral column and pelvis (the series "B") and the articulated series of the last sacral and 18 caudals (the series "C"). This study was partially reprinted recently (POWELL, 2003).

Until 1999, none of those specimens were numbered. CAMPOS & KELLNER (1999) provided some numbers of some important specimens collected in the Peirópolis area (including the series B and C from the Caieira quarry) and most elements have been numbered recently by one of the authors during his master dissertation (M.N.F. Trotta).

SYSTEMATIC PALEONTOLOGY

Saurischia Seeley, 1888
Sauropodomorpha Huene, 1932
Sauropoda Marsh, 1878
Titanosauria Bonaparte & Coria, 1993
Titanosauridae Lydekker, 1893

Baurutitan n.gen.

Type-species – *Baurutitan britoi* n.sp.

Etymology – The generic name is formed by *Bauru*, in allusion to the Bauru Group and *titan*, from the giants of the Greek myths.

Diagnosis – The same as for the species.

Baurutitan britoi n.sp.

Holotype – Last sacral vertebrae articulated with a sequence of 18 caudal vertebrae, belonging to a single individual. This specimen (MCT 1490-R) is housed at the Museu de Ciências da Terra - MCT (Earth Science Museum) of the Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), in Rio de Janeiro, Brazil (Figs.4-27).

Etymology – The specific name is given in honor of Ignacio Aureliano Machado Brito (1938-2001), an important Brazilian paleontologist, who advised several students including two authors of this paper (DAC and AWAK).

Type-locality – MCT 1490-R was collected in the Peirópolis site, at the point known as "Caieira" which is an abandoned quarry at the São Luis Farm located at the Veadinho Hill. This point is situated about 2km North of Peirópolis, Municipality of Uberaba, Minas Gerais State, Southeastern Brazil.

Geological setting – As all specimens collected from the Caieira point, MCT 1490-R was found in fine to medium grained white and yellow sandstones from the Marília Formation, Serra da Galga Member, at a height of 835m (BERTINI, 1993). The age of this stratigraphic unit is regarded as Maastrichtian (GOBBO-RODRIGUES, PETRI & BERTINI, 1999).

Diagnosis – Titanosaurid dinosaur characterized by the following potential autapomorphies: strongly pointed laterally directed process intercepting the spinoprezygapophyseal lamina on the caudal 1; anterolaterally directed spinoprezygapophyseal lamina. It is further distinguished from other titanosaurids by the following combination of characters: first caudal biconvex; developed dorsal tuberosity on the neural arch that turns into a lateral ridge in the middle caudals; neural spines in the most anterior caudals (1-4) inclined posteriorly, changing to a more vertical to subvertical inclination in caudal 5 to 10; prezygapophyseal tuberosity on the lateral margin of the prezygapophysis of caudals 2-4, which becomes less developed in the posterior elements, smoothing out in the midcaudals; subrectangular outline of anterior articulation of the caudal centrum, getting more squared towards the end of the tail.



Fig.3- Map showing the position of the bones collected at the Caieira quarry made by L.I.Price. This figure reproduces a picture of the map taken by someone of Price's crew. Note that the year 1961 was added by Price after this picture was taken, which is the only difference of this map and the one published by CAMPOS & KELLNER (1999). Arrows indicate the main specimen recovered: (a) MCT 1488-R (see CAMPOS *et al.*, 2005), (b) *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R) and (c) MCT 1536-R.

DESCRIPTION AND COMPARISON

The material of *Baurutitan britoi* consists of 19 vertebrae, starting with the last sacral and subsequent caudals. All elements were found articulated (Fig.3). The material is well preserved, lacking any major postmortem compression, and is complete except for part of the left neural arch of the sacral and the right transverse process of the 3rd and 7th caudal. The centra of the 7th and 8th caudal were damaged possibly by a drilling instrument during the collecting process. After being prepared (some decades ago) this sequence was numbered continuously starting with the last preserved sacral. Therefore, the numbers written on the caudals (left on the specimen for historical reasons) do not refer to their anatomical position in the tail (e.g., caudal numbered as 3 is, in fact, the 2nd caudal).

For descriptive purposes, this vertebral series is divided into sacral vertebrae (only the last one preserved), first caudal, anterior caudals (2nd-7th), and middle caudals (8th-18th). Although admittedly arbitrary, the distinction between anterior and middle caudals is made by the presence of a well developed transverse process. In *Baurutitan britoi*, the first caudal where this process starts to be vestigial is the 8th which is here regarded as the beginning of the middle caudal series. The nomenclature regarding different lamina is based on WILSON (1999).

Sacral vertebra

The right side of the last sacral is complete, whereas the left side lacks the basal part of the neural spine, the neural arch, the diapophysis, parapophysis and prezygapophysis (Figs.4-7). The centrum is complete except for the most anterior surface. Despite that, it is clear that the articulation with the preceding sacral was slightly convex. The posterior articulation surface is strongly concave, suggesting that this sacral had an opisthocoelous condition. Overall the centrum is rounded, slightly wider than high at the posterior surface. Laterally, it is longer than high, having a shallow depression below the transverse process. On the right side, close to the dorsoanterior corner, the centrum is pierced by two foramina. The centrum of the last sacral was not fused with the precedent element.

The neural arch is fused with the centrum and shows a complex morphology. The neural canal is not complete in anterior view but posteriorly has an oval shape, being higher than wide. The neural spine is tall and transversally expanded with a rectangular apex in dorsal view. The anterior surface is irregular, showing shallow depressions and ridges. On the right side of the neural arch (the left part is not preserved) the presence of a prezygodiapophyseal lamina (partially broken) is observed. A bony ridge at the anterior surface of the neural spine is connected with the prezygodiapophyseal lamina, delimitating a subtriangular cavity with the apex situated ventrally. Posteriorly the neural spine has a deep cavity located between the postzygapophyses. In lateral view, the neural spine is inclined posteriorly, with the vertical projection of the posterodorsal corner placed behind the posterior margin of the centrum.

Pre- and postspinal laminae are present. The prespinal lamina is well developed and projects anteriorly. In the middle part, it has a width between 6 and 10mm. The lateral surface is irregular, with several shallow depressions. At both sides of the contact surface with the neural spine there are irregular and dorsoventrally elongated cavities which are deeper at the right side. These cavities are present from the base of the neural spine until at least two thirds of its length and do not reach the apex. The postspinal lamina is less projected than the prespinal lamina, keels posteriorly with a wide base (~15mm) and disappears near the postzygapophyses above a concavity located at the base of the neural spine. Laterally, the dorsal part of the postspinal lamina is more developed getting gradually lesser projected toward the base. Lateral to this lamina, a dorsoventrally elongated depression is observed, bordered by a comparatively thick spinopostzygapophyseal lamina. There are some depressions on the postspinal lamina, as well as on the adjacent surfaces of the neural spine.

The spinodiapophyseal lamina is well developed and thick, covering the anterolateral margin of the neural spine until reaching its middle region. The posterior surface shows two laterally placed cavities. The dorsal one is oval and deep. The ventral is much larger, has a rounded shape and is deep too, being perforated by several foramina.

Only the right prezygapophysis is preserved. It is very short, having the articulation surface expanded anteroposteriorly. The postzygapophyses are located very close to the neural spine and show elongated articulation surfaces for the first caudal. The parapophysis shows a pyramidal structure, with the ventral surface being parallel to the horizontal plane, and a dorsal edge rising dorsally as a thick bony blade (proximal part of the sacral rib), partially preserved on the right side. Uniting the parapophysis and the centrum is a strong and thick bony bridge oriented anteriorly that does not form a true lamina. A deep subtriangular cavity is present on the dorsal surface of this bridge.

The sacral rib is partially preserved on the right side. Although being fused to the centrum, the limits can be observed particularly at the region corresponding to the parapophysis.

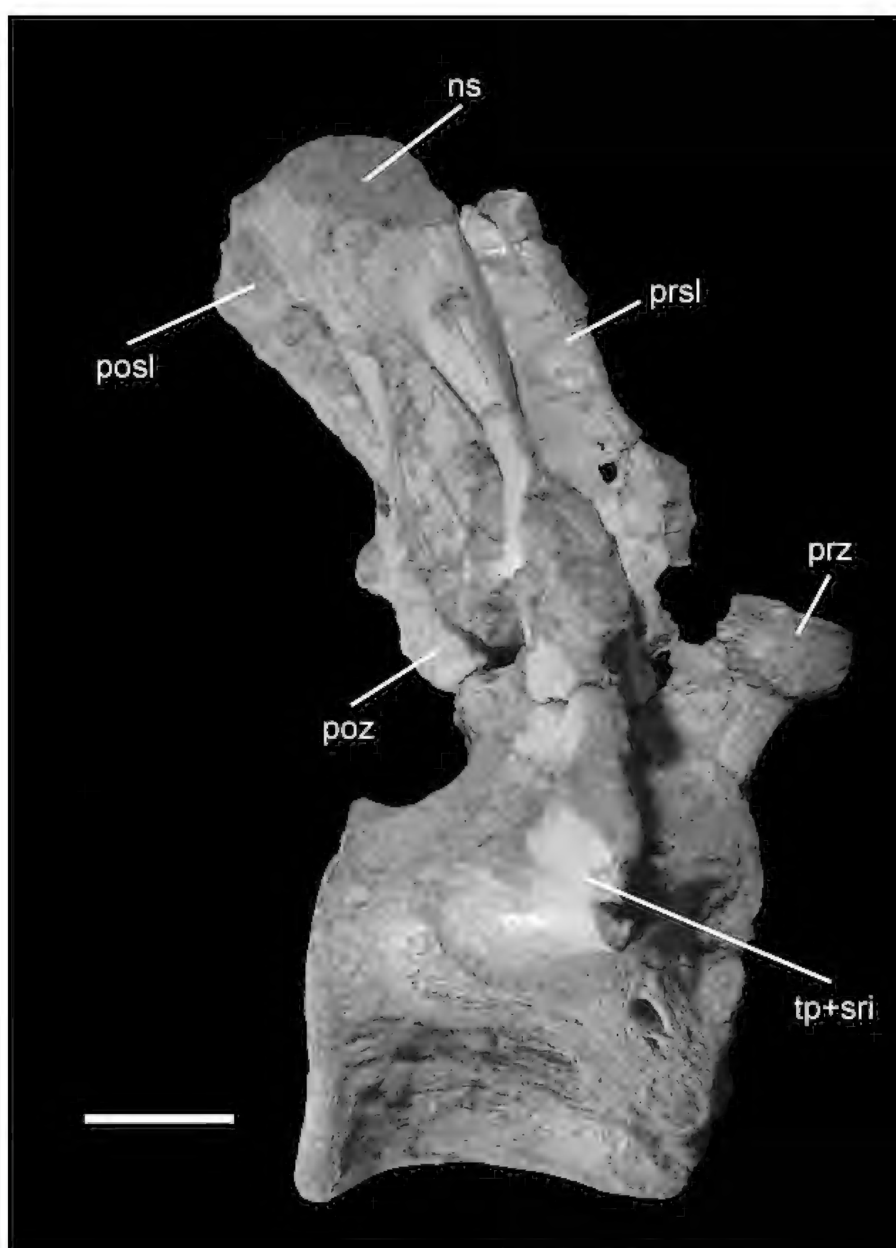


Fig.4- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), sacral vertebra in right lateral view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

Comparisons with other titanosaurid taxa are difficult since in most the last sacral is either not present or not described in detail. The degree of fusion in the sacrals varies among titanosaurid or closely related taxa. In *Baurutitan britoi* the last sacral was not fused to the precedent sacral, similar to *Gondwanatitan faustoi* (KELLNER & AZEVEDO, 1999) but differing from *Opisthocoelicaudia skarzynskii, Isisaurus colberti, Neuquensaurus australis*, and *Saltasaurus loricatus* where the sacrum is formed by six well coossified vertebrae (BORSUK-BIALYNICKA, 1977; JAIN & BANDYOPADHYAY, 1997; POWELL, 2003). *Baurutitan britoi* has the posterior articulation surface strongly concave, differing from the convex condition found in *Isisaurus colberti, Saltasaurus loricatus*, and *Epachthosaurus sciuttoi* (JAIN & BANDYOPADHYAY, 1997; POWELL, 2003; MARTÍNEZ, *et al.*, 2004). The last sacral of *Gondwanatitan faustoi* is procoelous (KELLNER & AZEVEDO, 1999), differing from the opisthocoelous condition of *Baurutitan britoi*. *Neuquensaurus australis* has the posterior articulation of the last sacral slightly concave (POWELL, 2003), while in *Baurutitan britoi* the

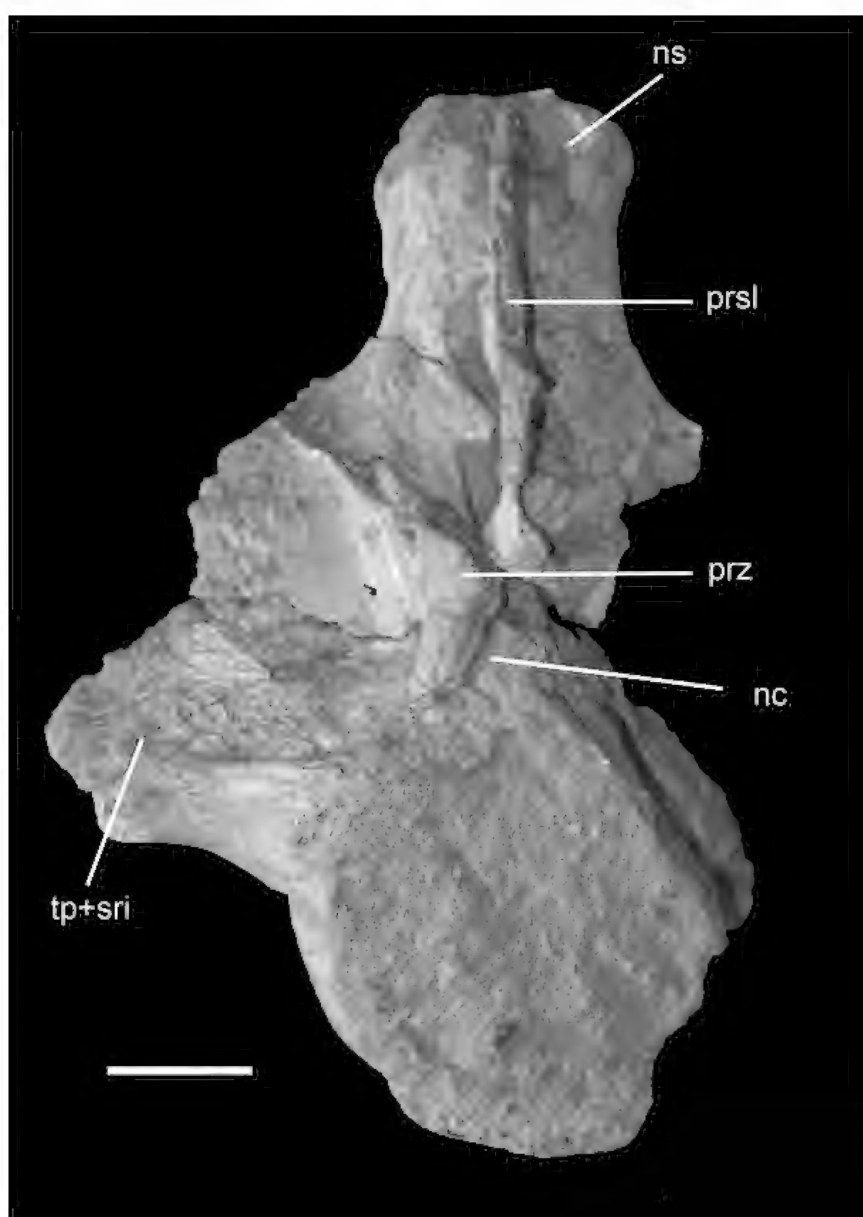


Fig.5- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), sacral vertebra in anterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

concavity is more pronounced. The posterior articulation of the last sacral of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* and *Baurutitan britoi* are strongly concave, but the former is flattened dorsoventrally (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: plate 5, fig.4), contrasting to the more rounded condition found in the latter. According to JAIN & BANDYOPADHYAY (1997), *Isisaurus colberti* has a longitudinal depression on the ventral surface of the sacral centra that is absent in *Baurutitan britoi*.

There are three almost complete sacra recovered from the Peirópolis region (CAMPOS & KELLNER, 1999) than can be compared with *Baurutitan britoi*. Two were collected at the same point (Caieira) (MCT 1536-R and MCT 1488-R/MCT 1719-R, the latter being diagnosed in this volume, see CAMPOS *et al.*, 2005 and the third one, collected at the Rodovia site (MCT 1489-R). All were regarded as belonging to three distinct species of Titanosauridae, respectively sp. A, B, and C of CAMPOS & KELLNER (1999). While

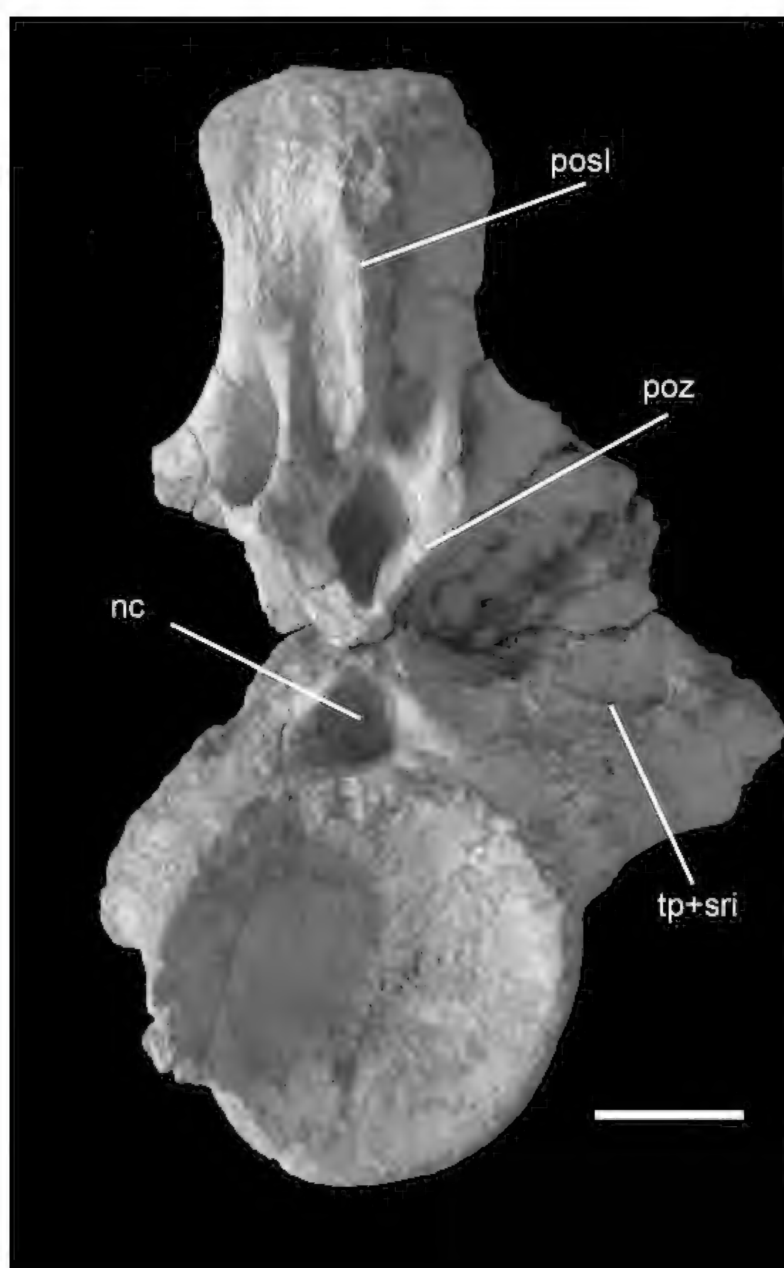


Fig.6- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), sacral vertebra in posterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

MCT 1536-R and MCT 1488-R have the last sacral unfused to the precedent element as observed in *Baurutitan britoi*, in MCT 1489-R all six elements of the sacrum are fused. The last sacral of *Baurutitan britoi* differs from MCT 1536-R by having the centrum the posterior articulation surface more set apart from the sacral ribs, whose ventral margin is comparatively thinner (e.g., more compressed anteroposteriorly). The last sacral of MCT 1536-R, that represents a smaller animal (estimated length of the centrum ~ 80mm), is dorsoventrally flattened with the posterior articulation surface less concave. The last sacral of MCT 1488-R and MCT 1489-R also differs from *Baurutitan britoi* by having the centrum dorsoventrally flattened, the neural spine dorsally expanded and by having the posterior articulation surface strongly convex. MCT 1488-R further differs by having the neural spine more inclined posteriorly.

First caudal vertebra

The first caudal is longer than the preceding sacral and has a biconvex centrum with the posterior articulation more projected than the anterior one (Figs.8-11). The anterior articulation of the centrum is larger dorsoventrally (118,8mm) than the posterior articulation (108,6mm). In anterior view the centrum is oval, slightly wider (131,4mm) than high (118,8mm), with the dorsal and ventral margins flattened. The lateral surface and the ventral margin are concave, giving the centrum the typical spool-shaped appearance. In lateral view the centrum is longer than high, a result basically due to the expanded posterior condyle which is displaced dorsally (Fig.8). This condyle displays a sagittal dorsoventrally oriented groove on the upper half of the centrum which does not appear to be of taphonomic origin. The neural arch is placed on the anterior half of the centrum. The neural canal is oval, higher than wide. The transverse processes are robust, compressed anteroposteriorly, directed laterally and slightly posteriorly (Fig.11). Those processes are twisted so that the dorsal margin at the distal end is displaced posteriorly.

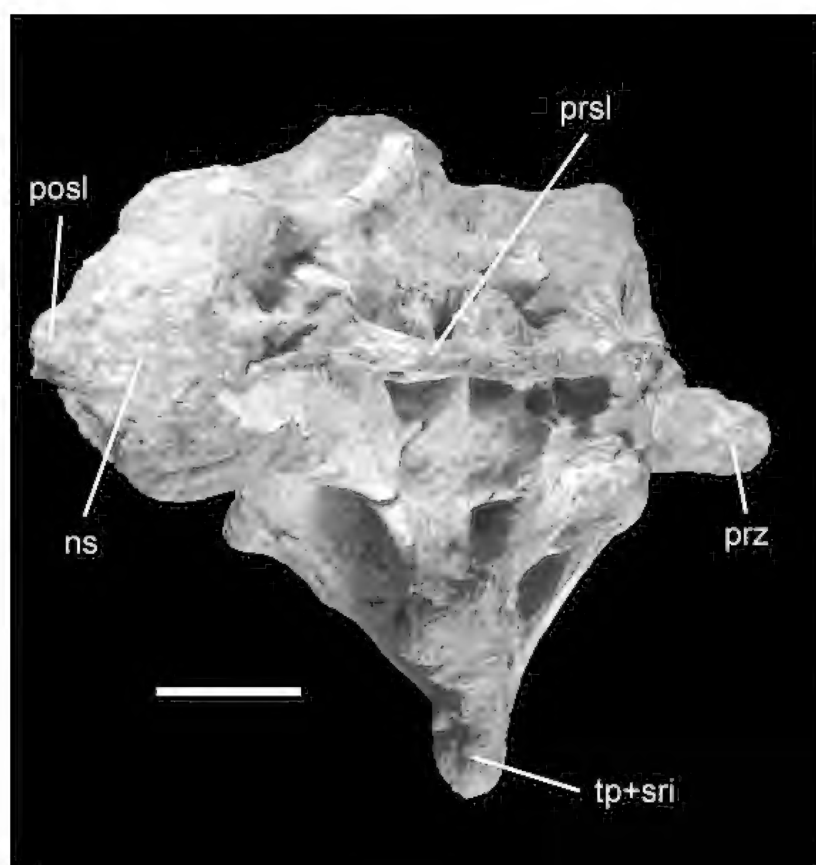


Fig.7- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), sacral vertebra in dorsal view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

The neural spine is elongated and inclined posteriorly, so that, in lateral view, the vertical projection of the posterior corner is placed on the condyle. The neural spine is transversally expanded, particularly at the apex, although it has almost the same width. The prespinal lamina is present and well developed, although less than in the sacral vertebra, and extends from the base of the neural spine to the apex. The postspinal lamina is also present, being thicker and shorter than the prespinal lamina. Spinoprezygapophyseal laminae are present, well developed, and run over the anterolateral corner of the neural spine, disappearing before reaching the apex. The prezygapophyses are short and have elliptical articular facets which are longer transversally than anteroposteriorly. Behind each prezygapophysis, but placed at a higher position, there is a pointed elevation named herein prezygapophyseal tuberosity which is the meeting point of the spinoprezygapophyseal lamina and the dorsal border of the transverse process. In

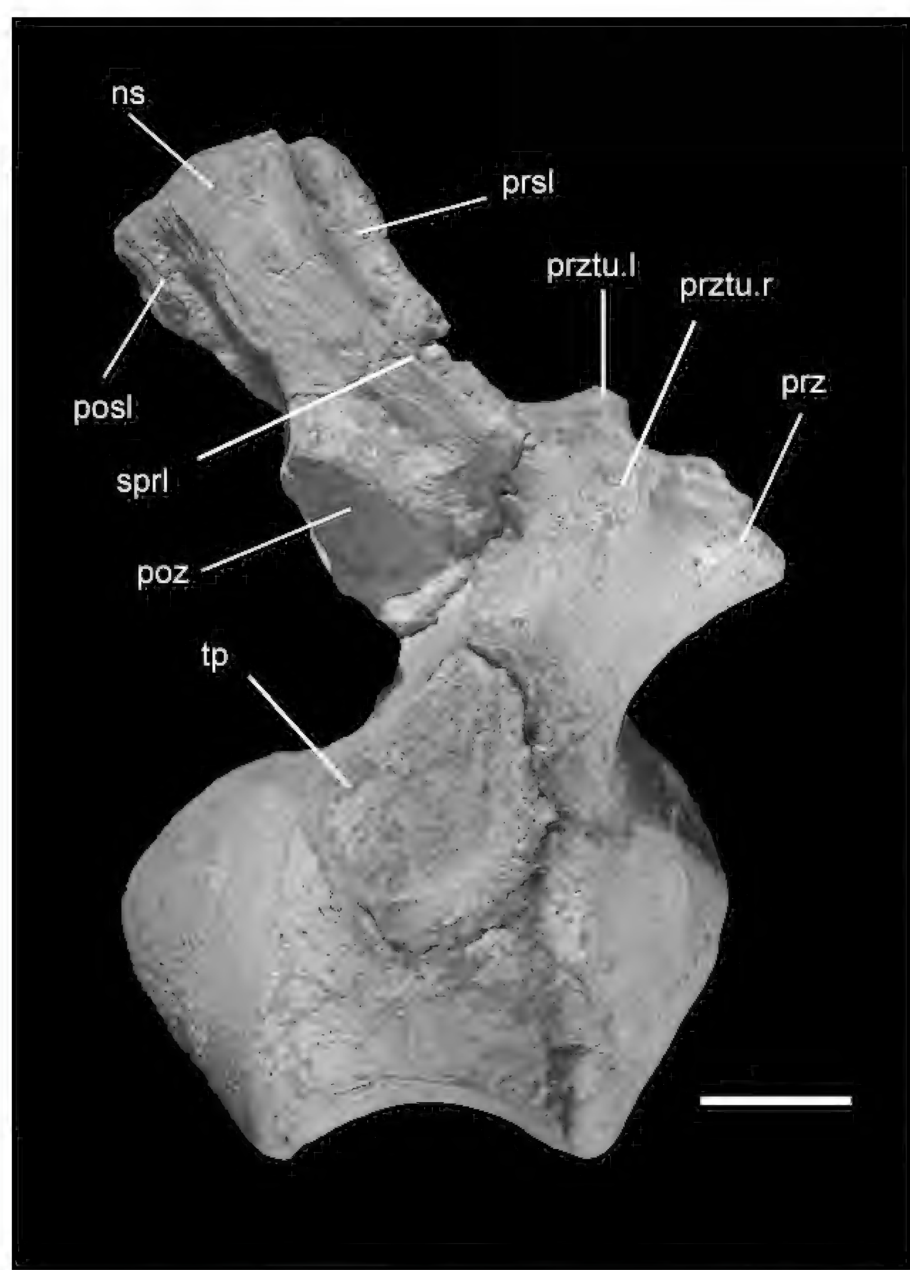


Fig.8- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 1 in right lateral view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

caudal 1 the prezygapophyseal tuberosity intercepts the spinoprezygapophyseal lamina before it reaches the prezygapophysis. The spinoprezygapophyseal lamina is well defined and directed anterolaterally connecting the neural spine and the prezygapophyseal tuberosity. The postzygapophyses are positioned very close to the neural spine and have long, lateroventrally directed articulation surfaces, with the major axis directed dorsoventrally. Spinopostzygapophyseal laminae are not very developed, presented as blunt ridges.

Comparisons with some titanosaurid taxa are limited since for most the first caudal is either unknown or only briefly described. As far as comparisons are possible, *Lirainosaurus astibiae* differs from *Baurutitan britoi* by having a procoelous first caudal and by having a comparatively smaller centrum and a dorsoventrally expanded neural arch (SANZ *et al.*, 1999). *Opisthocoelicaudia skarzynskii* differs by having the first caudal opisthocoelous with broader but shorter transverse processes. Although incomplete, the first caudal of *Pellegrinisaurus powelli* is also biconvex, but differs from *Baurutitan*

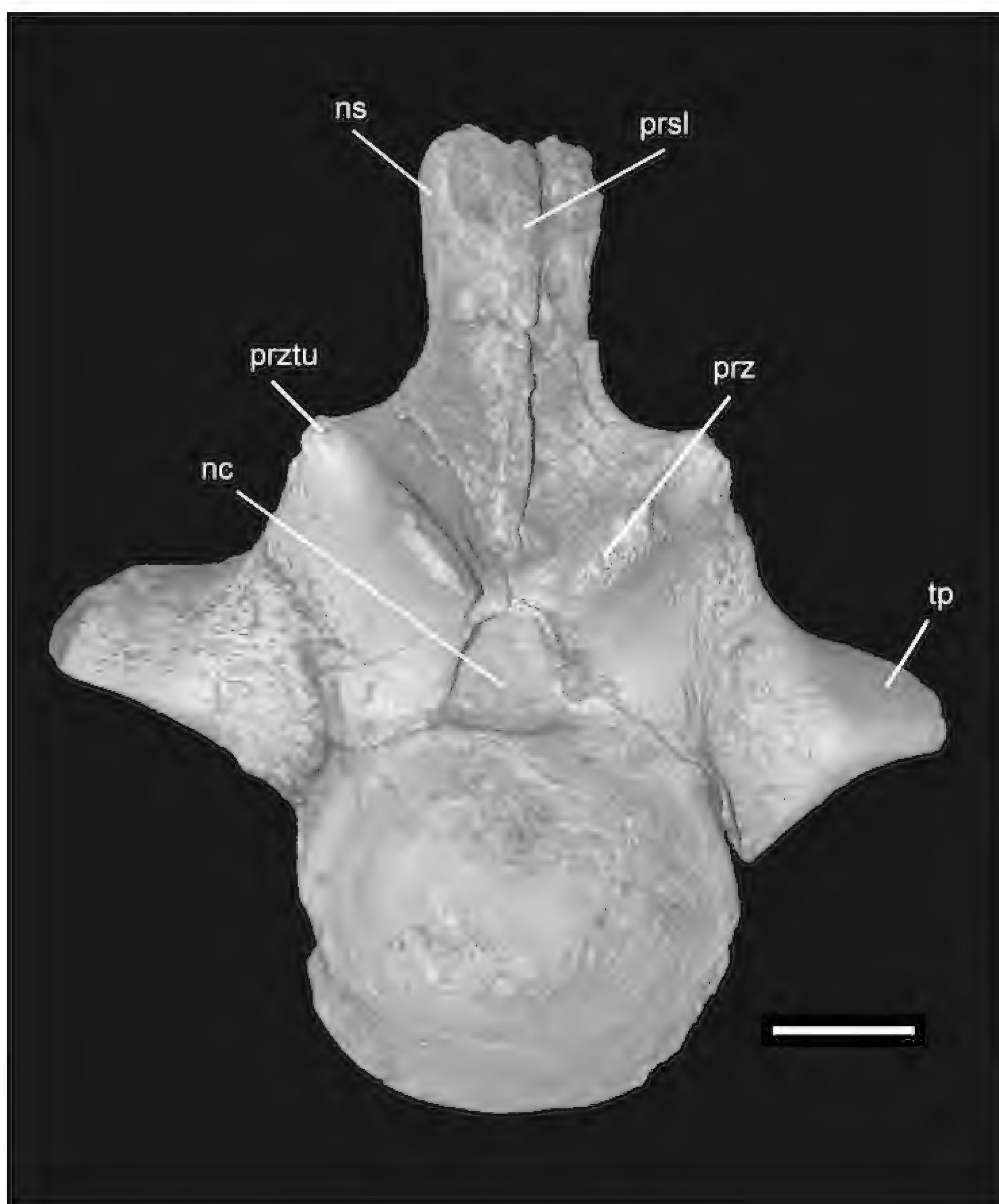


Fig.9- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 1 in anterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

britoi by having a comparatively shorter centrum and a marked depressed area under the transverse process (SALGADO, 1996: fig.3). Also incomplete, the first caudal of *Gondwanatitan faustoi* differs from the one of *Baurutitan britoi* by being procoelous and having a comparatively shorter centrum (KELLNER & AZEVEDO, 1999).

Regarding *Epachthosaurus sciuttoi*, the first caudal is procoelous and shows longer and posteriorly more developed transverse processes with a distally expanded bony blade (MARTÍNEZ *et al.*, 2004) which is absent in *Baurutitan britoi*. Furthermore, the neural arch of the first caudal of *Baurutitan britoi* is comparatively more set apart from the centrum, giving the vertebrae a higher aspect. *Baurutitan britoi* has a larger neural canal, the tip of the neural spine broader and the postspinal laminae more developed.

The first caudal of *Alamosaurus sanjuanensis* also has a biconvex centrum but differs from *Baurutitan britoi* by having the anterior articulation with a subrectangular outline that is higher than wide (GILMORE, 1946: pl.5, fig.1; pl.8, fig.1). In both the anterior articulation surface is larger than the posterior one, but in *Alamosaurus sanjuanensis* this difference is even bigger. Furthermore, *Baurutitan britoi* has the ventral margin of the centrum more concave, the neural spine inclined posteriorly with a stronger postspinal lamina, and prezygapophyses facing less inward than in *Alamosaurus sanjuanensis*.

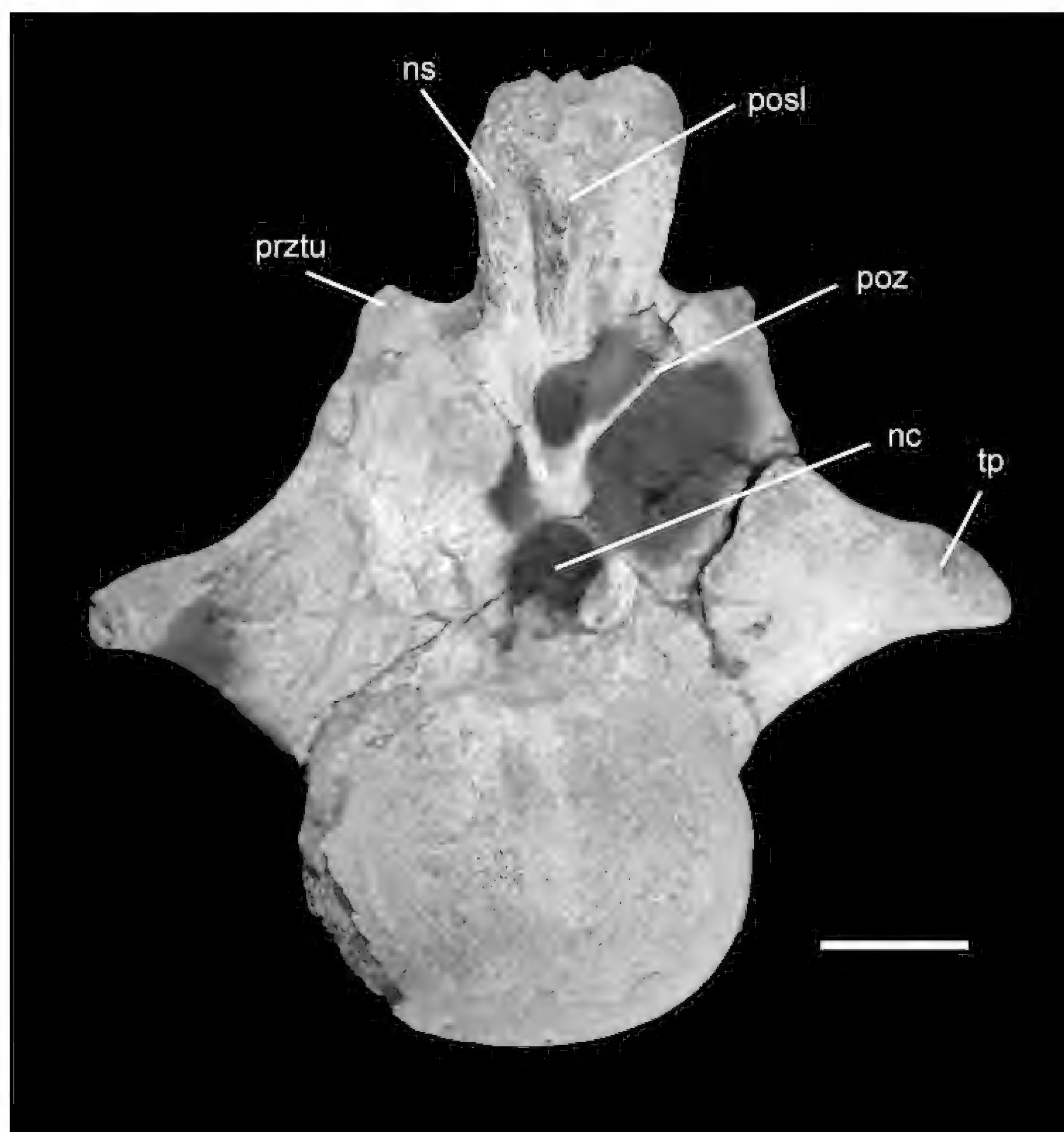


Fig.10- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 1 in posterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

Regarding saltasaurines, the first caudal of *Saltasaurus loricatus* is quite distinct from *Baurutitan britoi* by being procoelous and dorsoventrally flattened. *Saltasaurus loricatus* further differs by showing long and robust transverse processes (similar to the last sacral) and the pre- and postspinal laminae comparatively thinner. The neural canal of *Baurutitan britoi* is also comparatively larger and the postzygapophyses are positioned closer to each other with the articulation surface displaced more laterally. *Neuquensaurus australis* has also a biconvex first caudal (HUENE, 1929: pl.3, fig.3), but in *Baurutitan britoi* the neural spine is more inclined posteriorly and the ventral margin is more concave.

Besides the differences pointed out above, *Baurutitan britoi* also shows a distinct prezygapophyseal tuberosity, which intercepts the spinoprezygapophyseal lamina. To our knowledge, such a projection was not reported (or illustrated) in this position and with this shape and size in any titanosaurid first caudal before. Apparently *Alamosaurus sanjuanensis* has a similar process, but it is less developed and is not laterally projected as in *Baurutitan britoi* (GILMORE, 1946: pl.5, fig.1; pl.8, fig.1). *Epachthosaurus sciuttoi* also shows a distinct projection, but it is situated on the dorsal part of the transverse process and its relation with the spinoprezygapophyseal lamina cannot be determined (MARTÍNEZ *et al.*, 2004: fig.6). In this context, the presence of a prominent prezygapophyseal tuberosity united with the neural spine by an anterolaterally oriented spinoprezygapophyseal lamina is considered a potential autapomorphy of *Baurutitan britoi*.

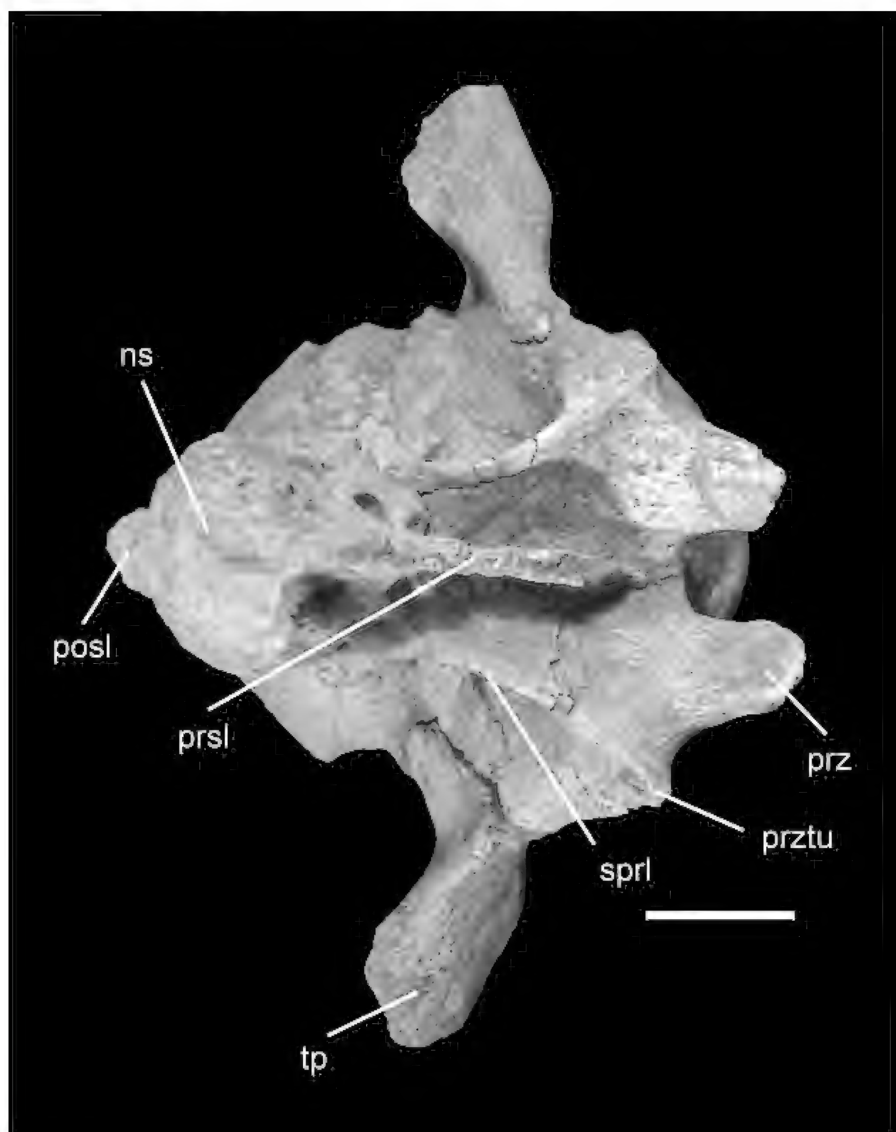


Fig.11- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 1 in dorsal view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

Anterior caudal vertebrae

Starting at caudal 2, all anterior caudals are procoelous, having the posterior condyle well developed in a medial position, except in caudal 7 where it is slightly displaced dorsally (Figs.12-18). The longest caudal is the 4th, followed by the 2nd, 5th, 3rd, 6th, and 7th (see Table 1). The most anterior element has the widest centrum and all subsequent get gradually narrower. Starting on caudal 3 all have the ventral portion compressed laterally, forming a flattened to slightly concave surface. In anterior view the centrum has a subrectangular outline, being wider than high with the dorsal and ventral margins flattened. The posterior part of the centrum changes from elliptical (e.g., wider than high) in caudals 2 and 3, to a more "heart-shaped" condition of caudals 4-7 (and the caudal 8, here considered to be the first middle caudal). The dorsal surface above the posterior end of the centrum has a shallow concavity, limited posteriorly by a thickening of the dorsal rim of the posterior articulation. The condyle of caudals 4 to 6 shows a dorsoventrally oriented sagittal groove (as observed in the last sacral) which gets shallow posteriorly and turns to a rounded depression in the mid-caudals (see below). In caudal 5 this groove is more developed than in any other vertebrae. Starting at caudal 4 the centrum bears two laterally placed and ventrally oriented projections for the chevron which are largest in caudal 5 and get gradually smaller towards the end of the series.

The neural arch is placed over the anterior half of the centrum, near the rim of the anterior margin. The neural canal is oval, higher than wide, with the basal part slightly wider than the apex. The neural spine of caudal 2 is inclined posteriorly, similar to the condition of caudal 1. The vertical projection of the anterior corner of the neural spine is placed behind the middle part of the centrum and the vertical projection of the posterior corner rests over the distal articulation, similar to the condition observed in caudal 1. Starting at caudal 3 the neural spine is less inclined, with the vertical projection of the anterior corner shifted towards the middle part of the centrum and the vertical projection of the posterior corner placed at the beginning of the distal articulation. Starting at caudal 4 the neural spine is less inclined with the vertical projection of the anterior (and posterior) corner of the neural spine shifting gradually towards the anterior and middle part of the centrum, a condition present until the first middle caudal vertebra (caudal 8).

TABLE 1. Length of the vertebrae of *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (in millimeters)

Vertebrae	Total length of centrum	Maximum length of centrum (left side) without condyle	Maximum height of centrum anterior face	Maximum width of centrum anterior face
sacral 6	128	128	117	115
caudal 1	175	93	119	131
caudal 2	134	89	118	141
caudal 3	129	95	109	132
caudal 4	136	102	101	121
caudal 5	133	95	97	111
caudal 6	127	96	90	108
caudal 7	124*	92	85	101
caudal 8	115 *	88*	79*	98*
caudal 9	115	96	74	90
caudal 10	115	91	76	87
caudal 11	112	89	76	80
caudal 12	114	92	75	72
caudal 13	113	92	74	69
caudal 14	116	96	74	67
caudal 15	117	94	70	68
caudal 16	121	98	68	70
caudal 17	121	99	65	71
caudal 18	118	101	67	68

Obs.: (c.7*) preserved portion (articular condyle broken); (c.8*) preserved portion (anterior portion broken)

Pre- and postspinal laminae are well developed in all anterior caudals, with the postspinal lamina always more robust. The prespinal lamina covers the entire length of the neural spine (incompletely preserved in caudal 7). The postspinal lamina tends to be thicker at the apex, reducing gradually in ventral direction, ending in the vacuity between the postzygapophyses. In caudals 2 and 3, due to the great development of the postspinal lamina, the dorsal surface formed by the neural spine and postspinal laminae is triangular, with the apex directed posteriorly. Starting on caudal 4, this dorsal surface gets gradually more elliptical with the main axis directed anteroposteriorly. Some cavities are observed on the anterior surfaces of the neural spines in caudals 2 to 6, adjacent to the prespinal lamina. The position of those cavities varies in number and size, being most of the time more developed on one side.

Spinoprezygapophyseal laminae are present and well developed in caudal 2, running from the dorsal portion of the prezygapophyses, merging with the neural spine. The spinoprezygapophyseal lamina of the right side bifurcates and sends a dorsomedially projected subsidiary lamina that ends at the prespinal lamina. In caudals 3-5, the spinoprezygapophyseal laminae are gradually less developed. Subsidiary laminae are present in caudals 3 (at both sides); 4 (at the left side) and 5 (at the right side), closer to the base of the neural spine always ending at the prespinal lamina. In caudals 6-7 the spinoprezygapophyseal laminae are reduced to ridges situated more closely to the base of the neural spine.

The prezygapophyses of the anterior caudals are well developed, project dorsoanteriorly in caudal 2 and become gradually more horizontal until assuming a subhorizontal position in caudal 5, a condition kept by the remaining vertebrae. The prezygapophyses of caudals 2 and 3 are comparatively shorter and more robust than the other elements of the anterior series. The anterior tip of the prezygapophyses reaches the middle part of the preceding centrum. The articulation surfaces are large, roughly "D" shaped, and become smaller in the posterior elements.

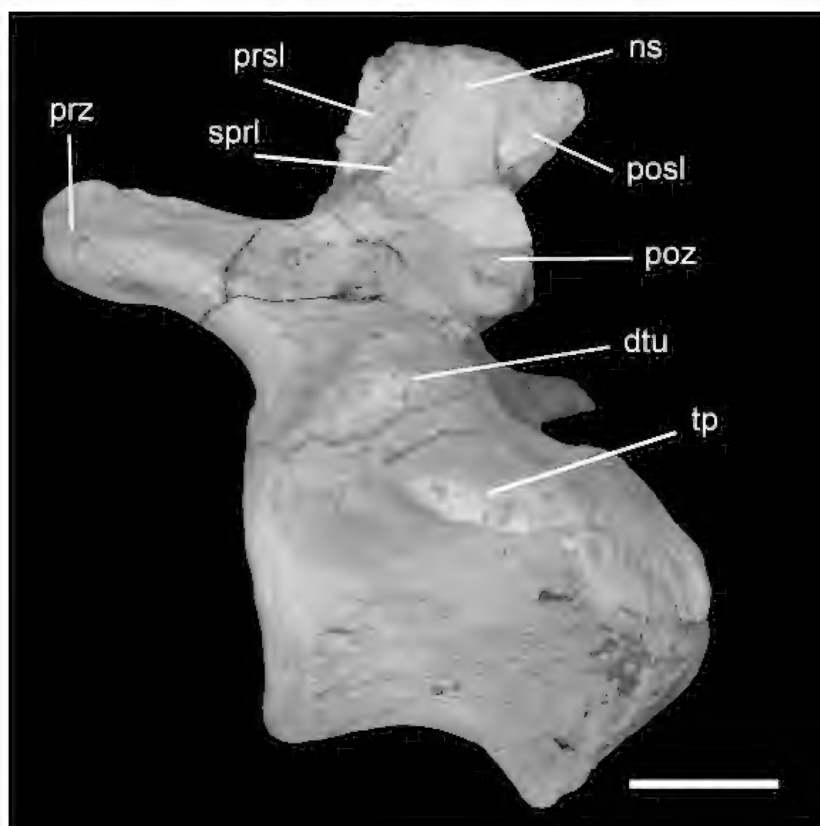


Fig.12- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 5 in left lateral view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

There is a well developed rugose elevation placed on the lateral surface of the prezygapophyseal process, close to the spinoprezygapophyseal lamina. This feature corresponds to the prezygapophyseal tuberosity of caudal 1 but differs here by being smaller and by not intercepting the spinoprezygapophyseal lamina. It becomes gradually smaller and less perceptive in caudals 3 and 4, until turning to a small lateral rugosity that smoothens out in caudals 9 and 10 (see below).

The postzygapophyses are well developed in all anterior caudals, always positioned close to the neural spine. The postzygapophyseal articular facets in caudal 2 are elliptical (with the largest axis oriented dorsoventrally) and become gradually smaller and more oval in the posterior elements. Posteriorly the postzygapophyses have a thick medial margin and form a "V" shaped interpostzygapophyseal opening. Spinopostzygapophyseal laminae are present in all anterior caudals, but vary in thickness and projection, being thick in caudal 2, more laminar in caudals 3-5, and reduced in caudals 6 and 7.

All anterior caudals have developed posterolaterally oriented transverse processes that become gradually shorter along the sequence until becoming vestigial (and eventually disappearing) in the middle caudal vertebrae. Those processes are compressed dorsoventrally and become more posteriorly oriented along the sequence, until assuming a hook-shape on caudals 5 to 7. Although in all caudals the transverse processes are fused with the centrum and the neural arch, their limits can be observed by rugose surfaces, particularly visible on the more anteriorly placed elements.

Starting at caudal 3, the dorsal tuberosity (situated on the contact surface between the transverse processes and the neural arch) forms a rounded and thick bone projection that is present along all preserved caudals and in the anterior series never surpasses the extension of the transverse process (contrary to the middle caudals - see below).

There are several differences between the supposed titanosaurid *Opisthocoelicaudia skarzynskii* (e.g., SALGADO, CORIA & CALVO, 1997a) and *Baurutitan*

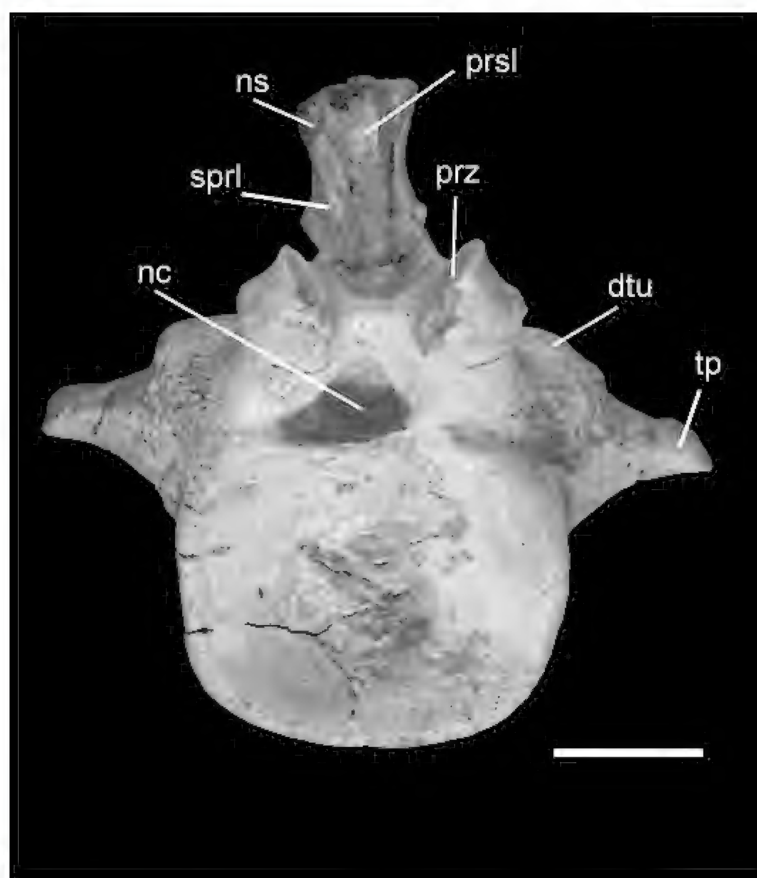


Fig.13- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 5 in anterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

britoi. The most striking ones are the opisthocoelous condition of the former (BORSUK-BIALYNICKA, 1977) and the shorter centra which are rounded (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.5, figs.1b, 1c, 2c, 3) and lack the quadrangular aspect observed in *Baurutitan britoi.* According to BORSUK-BIALYNICKA (1977, p.15), the centra of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* show a ventral concavity bordered by ventrolateral ridges throughout the caudal series which are absent in *Baurutitan britoi.* The bases of the neural spines of caudal 2-7 of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* are set over the distal half of the respective centra (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.4, figs.1b, 2a; pl.5, fig.2a) which in *Baurutitan britoi* are positioned in the anterior half. The prezygapophyses of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* are shorter and dorsoanteriorly oriented in caudals 2-7 (and caudal 8, BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.4, figs.1b, 2a; pl.5, fig.2a) which in caudals 4-7 of *Baurutitan britoi* are less dorsally oriented. Another difference is the position of the postzygapophyses which in *Opisthocoelicaudia skarzynskii* are set closer to the posterior margin, surpassing it in caudal 2 (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.4, fig.1b). The transverse processes of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* are rudimentary, heavy blunt knobs, projecting outwards and backwards and decrease in size posteriorly (BORSUK-BIALYNICKA, 1977:15). In *Baurutitan britoi* the transverse processes are more developed, being curved posteriorly until the last anterior caudal (caudal 7).

Epachthosaurus sciuttoi differs from *Baurutitan britoi* by the presence of hyposphene-hypantrum articulations in the anterior (and middle) caudals, regarded by MARTÍNEZ *et al.*, (2004) as autapomorphic for the Argentinean taxon. Based on the illustration of the seventh caudal (MARTÍNEZ *et al.*, 2004, fig.7), the centra of *Epachthosaurus sciuttoi* are elliptical and do not show the quadrangular outline present in *Baurutitan britoi.* The condyle is very large and slightly displaced dorsally and the articulation surfaces for the chevrons more closely spaced than in the Brazilian species. The neural spine in caudal 7 of *Epachthosaurus sciuttoi* tends to be vertical to

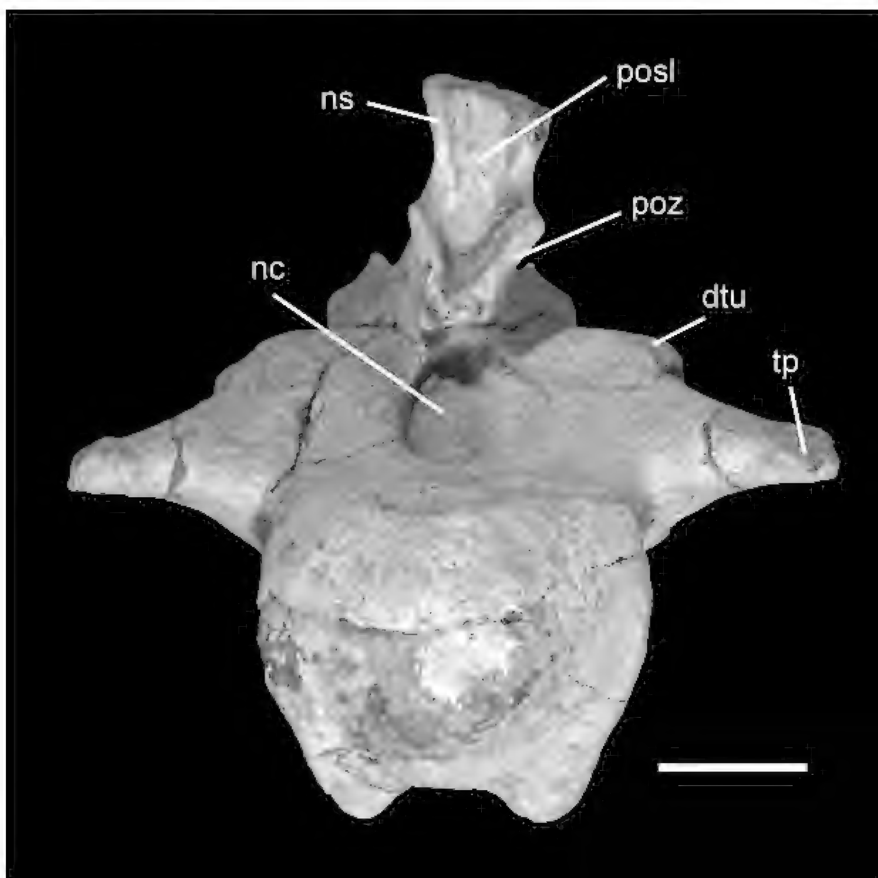


Fig.14- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 5 in posterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

subvertical (what possible is also the condition in other anterior elements) and the prezygapophyses are shorter. The neural arch is lower compared to *Baurutitan britoi* and the postzygapophyses are consequently placed closer to the dorsal margin of the centrum. No information is available regarding the pre- and postspinal laminae, but based on the published illustrations they are comparatively less developed in *Epachthosaurus sciuttoi* compared to *Baurutitan britoi.*

Besides the biconvex condition observed in the first caudal, the anterior caudals of *Alamosaurus sanjuanensis* resemble *Baurutitan britoi* by having posteriorly oriented neural spines and a similar shape of the neural canal. *Alamosaurus sanjuanensis* differ by having the centra of caudal 2-7 higher than wide, comparatively shorter prezygapophyses (particularly in caudals 2-5) which tend do be more inclined anterodorsally (GILMORE, 1946). The prezygapophyses of some vertebrae have the ventral margin curved, contrasting to the straighter condition observed in *Baurutitan britoi.* Furthermore, *Alamosaurus sanjuanensis* have the neural arches strongly directed backward and high neural spines, features absent in *Baurutitan britoi.*

POWELL (2003) has referred a caudal series of a juvenile titanosaurid (MPCA 1501) to *Titanosaurus araukanicus*, but did only briefly describe it, what makes the comparison with *Baurutitan britoi* limited. Based on the figured anterior caudals (POWELL, 2003: pl.6, Figs:1-5), MPCA 1501 lacks the quadrangular outline of *Baurutitan britoi.* According to POWELL (2003:23), MPCA 1501 has almost vertical neural spines, contrasting to the more inclined condition observed in *Baurutitan britoi.*

Based on the figured proximal caudals, *Isisaurus colberti* displays very high neural spine and shorter prezygapophyses compared to *Baurutitan britoi.* Furthermore, the posterior condyle of *Isisaurus colberti* displays a rounded outline, differing from the more quadrangular condition of *Baurutitan britoi.* Ventral projections for the chevrons are apparently poorly developed in the anterior elements of *Isisaurus colberti.*

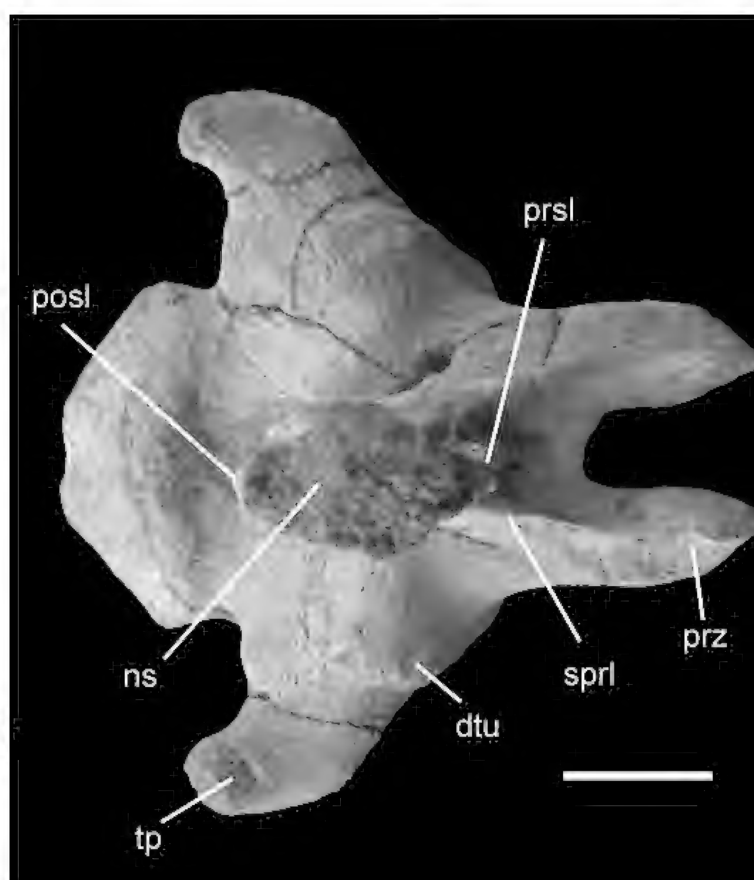


Fig.15- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 5 in dorsal view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

The anterior caudals of *Baurutitan britoi* are different from the holotype of *Aeolosaurus rionegrinus* (POWELL, 2003) and the specimens referred to *Aeolosaurus* sp. from the Allen Formation (SALGADO & CORIA, 1993) and from the Los Alamitos Formation (SALGADO, CORIA & CALVO, 1997b) by having neural spines posteriorly inclined and not placed on the anterior half of the centrum, and comparatively shorter prezygapophyses. The condyle in all *Aeolosaurus* specimens tends to be displaced dorsally. The pre- and postspinal laminae are not well developed (or were not described) in the known elements (e.g., SALGADO & CORIA, 1993). A pleurocoel-like depression is observed in one side of caudal 3 in *Aeolosaurus rionegrinus* (POWELL 2003) which is absent in *Baurutitan britoi*. The pre- and postspinal laminae that are preserved in both mentioned specimens of *Aeolosaurus* sp. are comparatively thinner than those of *Baurutitan britoi*. The anterior caudal of *Aeolosaurus* sp. from the Allen Formation (MPCA 27174) apparently has a dorsal tuberosity on the dorsal surface at the contact region of the transverse process and the neural arch (SALGADO & CORIA, 1993: fig.2), but is less developed than in *Baurutitan britoi*.

Judging from the preserved parts of the neural spines of the anterior caudals of *Gondwanatitan faustoi*, these were inclined dorsoanteriorly, differing from *Baurutitan britoi*. The caudal 3 of *Gondwanatitan faustoi* shows a well developed bony ridge on the ventral part of the prezygapophyses that terminates in a protuberance directly in front of the anterolateral corner of the centrum, and a second ridge, dorsoventrally directed which is connected to this protuberance (KELLNER & AZEVEDO, 1999:125 and fig.11). Furthermore, caudal 3 of *Gondwanatitan faustoi* has a lateral elongated



Fig.16- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudals 1-7 in right lateral view. Scale bar = 100mm.

depression on the centrum that is absent in *Baurutitan britoi*. The "heart-shaped" posterior surface of the centrum is similar in both taxa, but in *Gondwanatitan faustoi*, the centrum tends to be more flattened dorso-ventrally. Where preserved, the prezygapophyses of *Gondwanatitan faustoi* are comparatively more gracile and thinner and more laterally directed than in *Baurutitan faustoi*, and there is no sign of a prezygapophyseal tuberosity. The postzygapophyses tend to have a larger articulation surface, forming a dorsal rim that is laterally directed, features absent in *Baurutitan britoi*. *Gondwanatitan faustoi* also lacks a tuberosity above the transverse process.

The anterior caudals of MCT 1719-R (new taxon that is being described in this volume - see CAMPOS *et al.* 2005) differ from *Baurutitan britoi* by having the anterior outline of the centrum rounded (and not quadrangular), a shorter centrum and the ventral margin more concave. MCT 1719-R has the condyle of the anteriormost preserved caudal (possible caudal 2) set apart from the centrum by a thick bony rim, being more rounded and higher than in *Baurutitan britoi*. The neural spine in MCT 1719-R is very high, has a thinner base and broadens towards the apex. It is further directed anterodorsally and placed on the anterior half of the centrum close to the anterior margin.

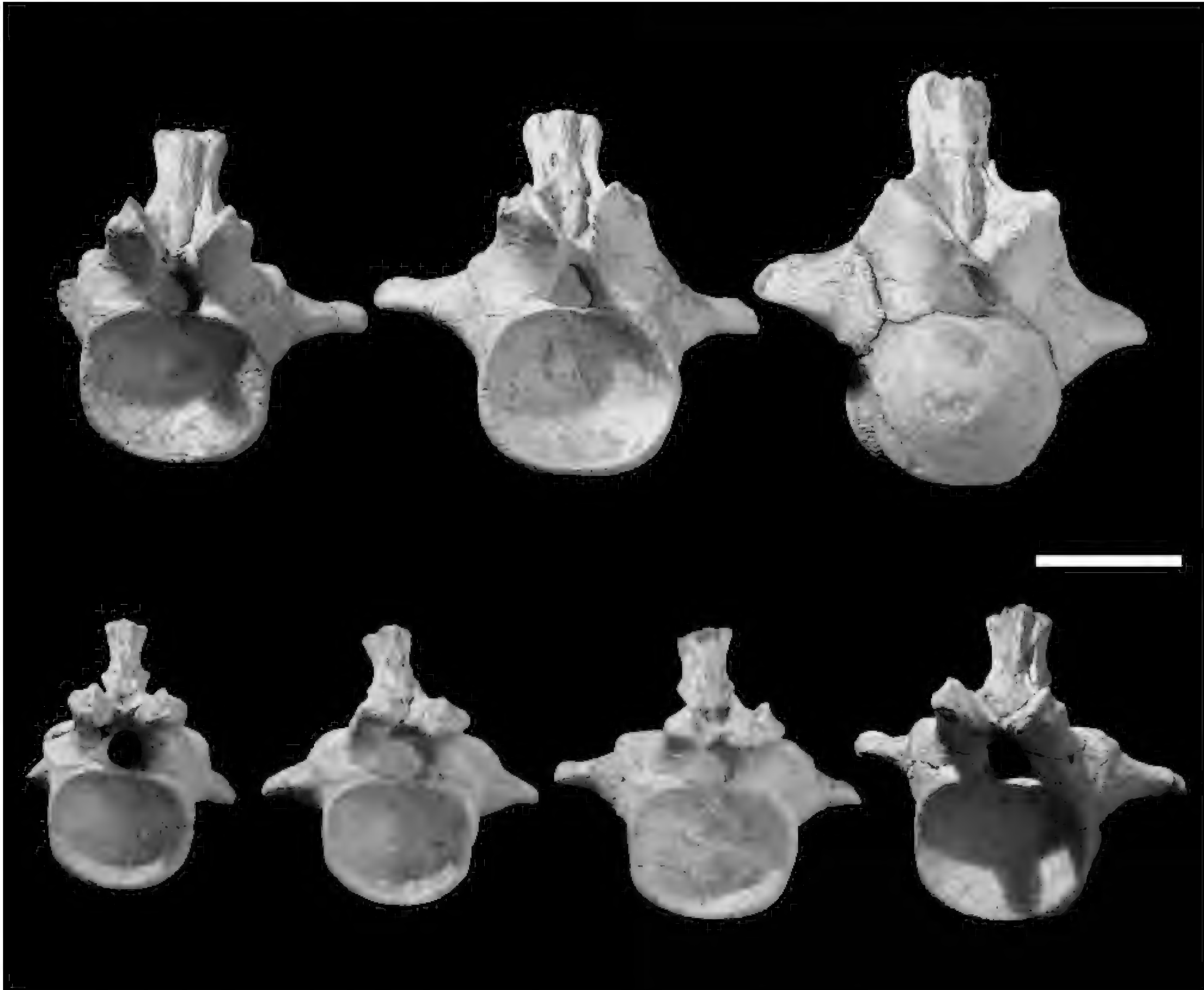


Fig.17- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudals 1-7 in anterior view. Scale bar = 100mm.

Where observed, the prespinal lamina is more developed than the postspinal lamina in MCT 1719-R, contrary to the condition observed in *Baurutitan britoi*, where the postspinal lamina is very thick. The postzygapophyses of MCT 1719-R are more developed, having a more concave articulation surface with the dorsal border projected laterally. The interpostzygapophyseal space is also "V" shaped but form a more acute angle than in *Baurutitan britoi*. MCT 1719-R further differs from *Baurutitan britoi* by the absence of a dorsal tuberosity on the contact region between the transverse process and the neural arch.

Among the caudal vertebrae of *Mendozasaurus neguyelap* there is an anterior caudal (IANIGLA-PV 065/1) regarded as a first or second caudal (GONZÁLEZ RIGA, 2003: fig.4D-E). The centrum is procoelous and if this element is indeed the first caudal, differs from the biconvex caudal 1 of *Baurutitan britoi*. As in *Baurutitan britoi*, some caudal vertebrae of the Argentinean species show strong postspinal lamina, more developed than the prespinal lamina on anterior caudals. The anterior caudals of *Mendozasaurus neguyelap* can be differentiated from the other anterior caudals of *Baurutitan britoi* by having a short centrum, a high and vertically oriented neural spine and the presence of a large interzygapophyseal cavity, which was regarded as a probable autapomorphy of *Mendozasaurus* (GONZÁLEZ RIGA, 2003: p.160). IANIGLA-PV 065/1 displays a small depression on the distal articular condyle which is distinct from the sagittal groove that appears on the dorsal surface of the articular condyle

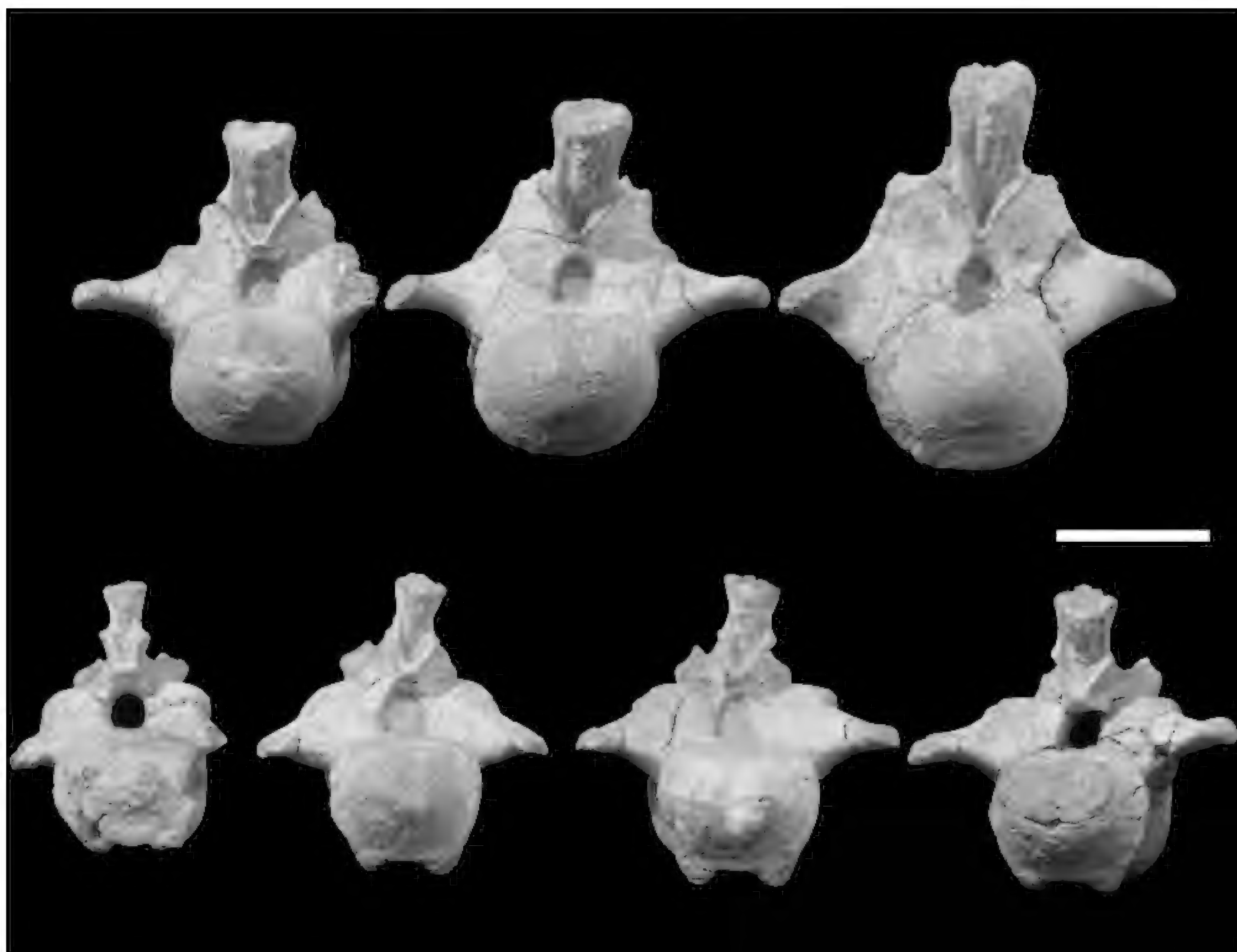


Fig.18- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudals 1-7 in posterior view. Scale bar = 100mm.

of caudal 1 of *Baurutitan britoi*. The following anterior caudals of *Mendozasaurus neguyelap* have subcircular articular faces (GONZÁLEZ RIGA, 2003: p.160), differing from the quadrangular articular faces of *Baurutitan britoi*. The centra are strongly procoelous, with prominent posterior condyles up to the 5th caudal (more pronounced than in the same elements of *Baurutitan britoi*), but this procoely decreases distally in the tail of *Mendozasaurus neguyelap*, while it persists in *Baurutitan britoi*. Ventral projections for the chevrons are absent or poorly developed in *Mendozasaurus* (GONZÁLEZ RIGA, 2003: fig.5E-F). The neural spines of *Mendozasaurus neguyelap* are laterally compressed in the base, but broaden distally (GONZÁLEZ RIGA, 2003), differing from the transversely expanded neural spines of *Baurutitan britoi*. The neural spines in the anterior caudals are slightly oriented posteriorly, so that the posterodorsal edges are placed posteriorly with respect to the posterior margin of the postzygapophyses, a trait that, in *Baurutitan britoi*, appears only in middle caudals (beginning in 12). *Mendozasaurus neguyelap* is also distinct from *Baurutitan britoi* by having prezygapophyses with wide and dorsomedially projected articular facets of quadrangular contour. Finally, in the Argentinean taxon the anterior caudals have a reduced bony prominence - the prezygapophyseal tuberosity - over the spinoprezygapophyseal lamina, but differ from *Baurutitan britoi* by being positioned on the dorsal margin of the prezygapophyseal processes. This feature is apparently absent in the first or second caudal of *Mendozasaurus neguyelap* (González Riga, pers. infor., 2005).

According to SALGADO (1996:358), the original sequence of the anterior caudals of *Pellegrinisaurus powelli* was lost, the numeration given below being established by comparison with hypodigm of *Titanosaurus araukanicus* (MPCA 1501). The anterior caudals of *Pellegrinisaurus powelli* display a pleurocoel placed below the base of the transverse process (SALGADO, 1996; POWELL, 2003), a feature not present in any of the caudals of *Baurutitan britoi*. The centrum of caudal 6 of *Pellegrinisaurus powelli* is more depressed, having a posterior condyle which is more pointed and comparatively wider than in *Baurutitan britoi*. In posterior view, this condyle is not quadrangular, having instead convex ventral and lateral margins (SALGADO, 1996: fig.4). According to SALGADO (1996:358 and fig.4), there is a rounded ridge running obliquely from the base of the transverse process to almost the edge of the posterior articulation, a feature absent in *Baurutitan britoi*. Caudal 7 of *Pellegrinisaurus powelli* shows a thinner and taller neural spine, apparently with poorly developed pre- and postspinal laminae (SALGADO, 1996: fig. 5). This vertebra has a protuberance at both sides of the centrum in the posteroventral corner of the lateral surface (SALGADO, 1996: p.359 and fig.5 - LP), a feature not present in *Baurutitan britoi*. Caudals 6 and 7 of *Pellegrinisaurus powelli* have postzygapophyses placed at a lower position, closer to the centrum than the corresponding elements of *Baurutitan britoi*.

The centrum of the possible second caudal (MRS-Pv 23) of *Rinconsaurus caudamirus* has "pleurocoel-like" lateral depression (CALVO & GONZÁLEZ RIGA, 2003:338), a feature not present in any of the anterior caudals of *Baurutitan britoi*. Besides the holotype (MRS-Pv 26), *Rinconsaurus caudamirus* is represented by several incomplete series of anterior caudals (MRS-Pv 23, 24, 25) (CALVO & GONZÁLEZ RIGA, 2003), that have the centra higher than wide, differing from *Baurutitan britoi*. At least in the holotype (MRS-Pv 26, CALVO & GONZÁLEZ RIGA, 2003: pl.2A), the ventral margins of the centra are flat or comparatively less concave than in *Baurutitan britoi*. *Rinconsaurus caudamirus* further shows a bony process separating the articular facets of the postzygapophyses from the neural spine (CALVO & GONZÁLEZ RIGA, 2003).

The anterior caudals of *Saltasaurus loricatus* have centra which are comparatively more dorsoventrally depressed than those of *Baurutitan britoi*. The centra also have convex lateral walls, differing from the almost vertical lateral walls of *Baurutitan britoi*. The bases of the transverse processes are much more dorsoventrally developed in *Saltasaurus loricatus* than in *Baurutitan britoi*. The ventral borders of the transverse processes reach the middle of the centrum in the Argentinean species (POWELL, 2003: fig.33). The neural spine in the anterior caudals of *Saltasaurus loricatus* is displaced in posterior direction, the base of which is placed over the posterior half of the centrum (POWELL, 2003: fig.33), differing from the spines of *Baurutitan britoi*, the bases of which are placed over the anterior half of the centra. A further distinguishing feature of *Baurutitan britoi* is the well developed postspinal lamina, always larger than the prespinal lamina, a prezygapophyseal tuberosity and a dorsal tuberosity at the base of the neural arch which is well developed until the last anterior caudal (caudal 7). *Alamosaurus sanjuanensis* apparently also shows a dorsal tuberosity (GILMORE, 1946: pl.5, pl.8), but smaller than in the Brazilian taxon.

MIDDLE CAUDAL VERTEBRAE

As the anterior caudals, all preserved elements of the middle series (caudals 8-18) are procoelous with a well developed posterior condyle and anterior cotyle (Figs.19-24). The size of the centrum varies (Tab.1), with the vertebrae placed more posteriorly slightly longer (caudals 14-18). There is some variation in the width of the centrum, but overall the more posterior elements tend to be more compressed laterally. The anterior surface of the centrum in middle caudals changes from being wider than high in caudals 8-10 to a more square outline from caudals 11 to 15 and back to a more rectangular outline (i.e., wider than high) in caudals 16-18. The lateral margin of the anterior articulation surface varies from being almost vertical (e.g., caudals12-15) to slightly rounded (e.g., caudal 10). As in the anterior caudals, a shallow dorsal concavity is present on the posterior portion of the centrum, with the bony rim that limits the posterior end very pronounced in most elements. Except for caudals 8, 16 and 17, all show a shallow and rounded depression at the condyle. This depression can be slightly displaced ventrally (caudals 10-13) or is positioned at the most posteriorly projected part. The posterior part of the centrum bears lateral ventrally oriented projections for the chevron that get gradually less developed posteriorly, disappearing in caudals 15-18.

The neural arch is placed over the anterior half of the centrum. The neural canal is oval, but contrary to the anterior caudals, is wider than high in most elements of the middle series. The neural spine gets gradually more inclined posteriorly, shifting the vertical projection of the anterior corner from the anterior part (caudal 8) to the middle part of the centrum (remaining elements).

At the same time, the tip of the neural spine tends to get more elongated and a marked change is observed from caudal 13 to 14, with the neural spine getting more elongated with a broader posterior end, a trend followed in the remaining preserved elements.



Fig.19- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudals 8-18 in right lateral view. Scale bar = 100mm.

Pre- and postspinal laminae can be individualized in the first elements of the middle series, but gradually tend to merge with the neural spine. The prespinal lamina is individualized up to caudal 13, being completely merged with the neural spine thereafter. The postspinal lamina, more robust than the prespinal lamina, completely merges with the neural spine starting on caudal 16.

Spinoprezygapophyseal laminae are reduced, forming blunt ridges that run from the neural spine to the dorsomedial portion of base of the prezygapophyses. A cavity is formed between these ridges, delimited ventrally by the intraprezygapophyseal lamina.

The prezygapophyses are well developed, being more slender compared to those of the anterior caudals. The anterior margins of the prezygapophyses reach the middle part of the preceding vertebrae, but gradually shift to the posterior half of the more posterior elements. The prezygapophyses gradually assume a more horizontal position, becoming subparallel to the horizontal plane at caudal 14. The prezygapophyseal articulation surfaces are rounded and subvertically oriented, becoming less marked posteriorly. Starting at caudal 16, the prezygapophyseal articulation surfaces cannot be distinguished from the remaining part of the prezygapophyses. Caudals 8 to 15 show a marked dorsal ridge above the prezygapophyseal articulation surfaces which tend to disappear in the more posterior elements that lack distinct prezygapophyseal articulation surfaces. This ridge does not connect with the spinoprezygapophyseal lamina.

The postzygapophyses are placed very closely to the neural spine. They tend to be displaced posteriorly but in caudals 8 and 9 are still positioned above the middle part of the centrum whereas from caudal 10 to 18 they are completely placed over the distal half of the centrum. From caudals 8 to 14, there is a well developed postzygapophyseal articulation surface of oval shape which is present only on the right side at caudal 15. Starting at caudal 16, the postzygapophyses turn to a thick projection at the posteroventral part of the neural spine without any distinguishable articulation surface. The "V" shaped interpostzygapophyseal opening gets gradually smaller, disappearing at caudal 15. Spinopostzygapophyseal laminae become reduced posteriorly, present as a bony ridge on caudal 8 and absent in the subsequent elements.

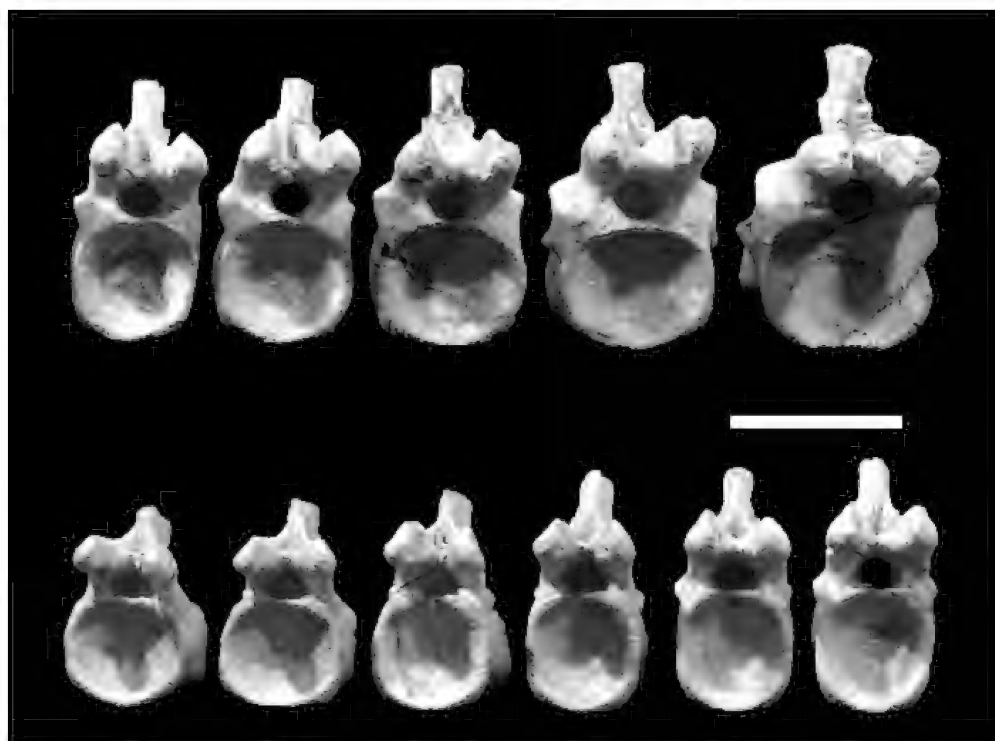


Fig.20- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudals 8-18 in anterior view. Scale bar = 100mm.

In the elements of the middle caudal series, the transverse processes are only observed (albeit reduced) in caudals 8 and 9 (on both sides) and 10 (only on the right side), disappearing in the remaining elements. Where present, no limits between the transverse process and the centrum or neural arch can be observed. The dorsal tuberosity is well developed in caudal 8, becoming gradually smaller and more elongated anteroposteriorly. It is clear that at least in *Baurutitan britoi*, the lateral extension seen in some titanosaurids (e.g., *Gondwanatitan*), is not formed by the transverse process but by this independent dorsal tuberosity (see Discussion).

As the anterior elements, the posterior caudals of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* differ from *Baurutitan britoi* by being opisthocoelous until caudal 15, turning to amphiplatyan at caudal 16 to 27 (BORSUK-BIALYNICKA, 1977). The centra are shorter and rounded (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.6, figs.4a, 5a), and not quadrangular as in *Baurutitan britoi*. The ventral concavity bordered by ventrolateral ridges (absent in *Baurutitan britoi*) is still present in the middle caudals of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* (BORSUK-BIALYNICKA (1977:15). The bases of the neural spines of middle caudals of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* are set over the distal half of the respective centra (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.5, fig.5; pl.6, fig.7a), always more posteriorly placed than in the respective elements of *Baurutitan britoi*. The prezygapophyses of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* are shorter (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.4, figs.1b, 2a; pl.5, fig.2a), but show a similar orientation as in *Baurutitan britoi*. The postzygapophyses of both species are placed on the posterior half of the centrum, but in *Opisthocoelicaudia skarzynskii* they are set closer to the posterior margin (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.5, fig.5; pl.6, figs.1b, 7a). In *Opisthocoelicaudia skarzynskii* the caudals of the middle series tend to have a more subvertically oriented neural spine (BORSUK-BIALYNICKA, 1977: pl.5, fig.5; pl.6, fig.7a).

An important feature that distinguishes *Baurutitan britoi* from *Epachthosaurus sciuttoi* is the presence in the latter of hyposphene-hypantrum articulations in caudals 8-14 (MARTÍNEZ *et al.*, 2004). Some of the middle elements show a ventral longitudinal groove which is absent in *Baurutitan britoi*. The neural spine in *Epachthosaurus sciuttoi* tend to be more anteroposteriorly elongated, and the

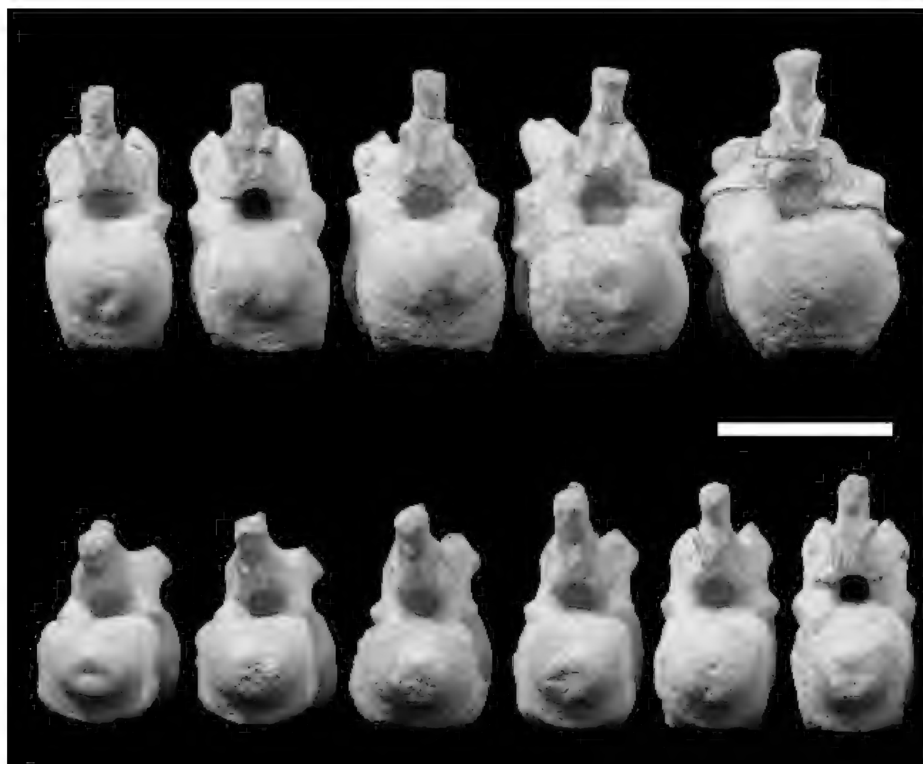


Fig.21- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudals 8-18 in posterior view. Scale bar = 100mm.

postzygapophyses are apparently not well delineated ("weak", according to MARTÍNEZ *et al.*, 2004).

As in the anterior elements, the middle caudal vertebrae of *Alamosaurus sanjuanensis* also differ from *Baurutitan britoi* by having the outline of the centrum more rounded, lacking the quadrangular shape of the latter. The ventral projections for the chevrons are comparatively more developed in

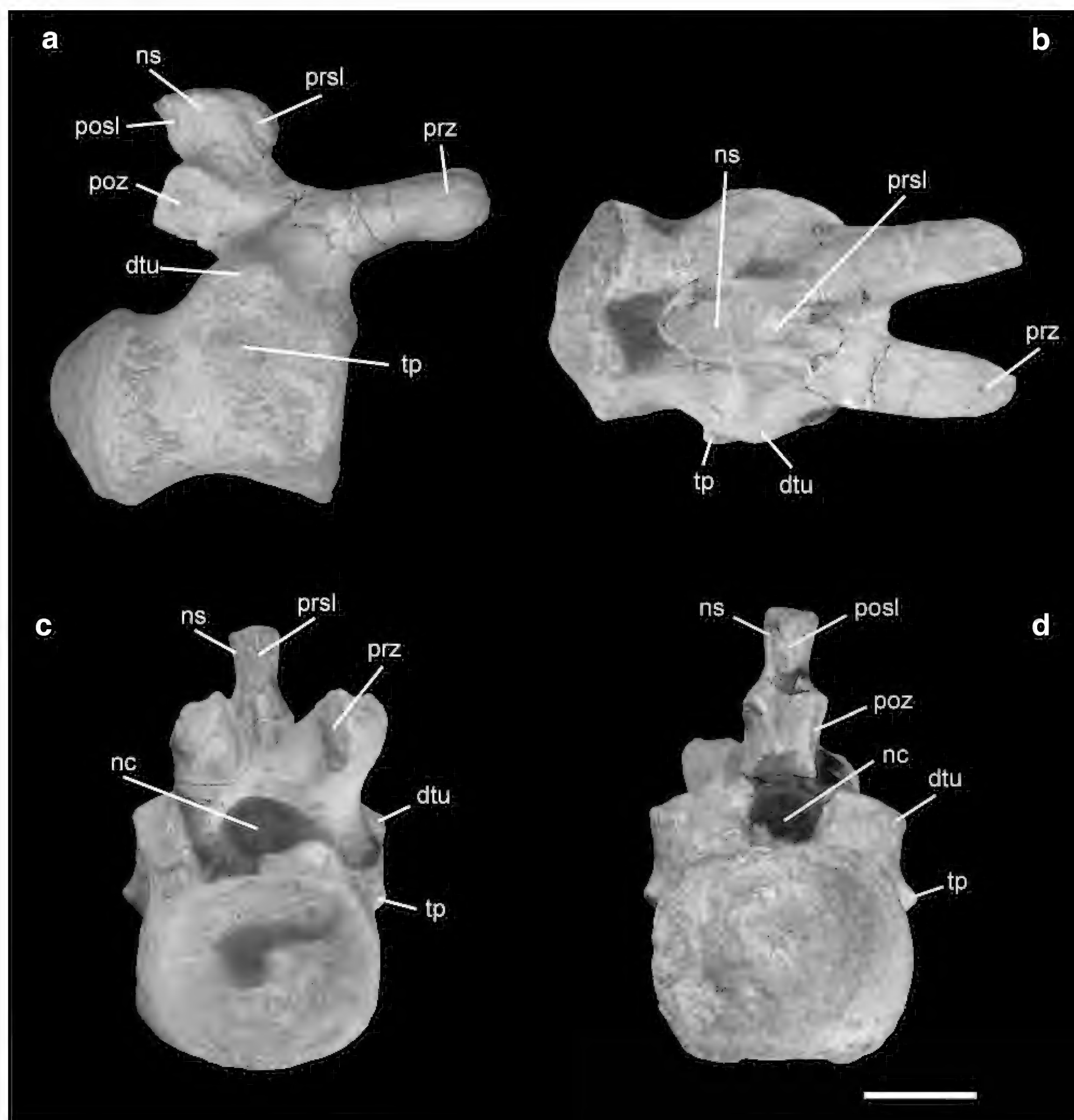


Fig.22- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 9 in: (a) right lateral, (b) dorsal, (c) anterior, and (d) posterior views. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

Alamosaurus sanjuanensis, particularly in caudals 8-13, and the ventral margin of the centra are more concave. The prezygapophyses tend to be comparatively thinner and in caudals 8-10 show a tuberosity which is absent in the corresponding vertebrae of *Baurutitan britoi*. Furthermore, in *Alamosaurus sanjuanensis* the neural spine gets more elongated anteroposteriorly starting at the caudal 11, while this happens only in caudal 14 in *Baurutitan britoi*.

Midcaudals of *Isisaurus colberti* display high neural spines and shorter prezygapophyses than *Baurutitan britoi*. The outline of the posterior articulation is rounded contrasting to the more quadrangular condition observed in *Baurutitan britoi*. The condyle in the Indian taxon is very projected anteroposteriorly ("cone-like") and displaced dorsally. According to JAIN & BANDYOPADHYAY (1997) the mid- and distal caudals of *Isisaurus colberti* show developed anterior and posterior facets for the chevrons which in *Baurutitan britoi* tend to be reduced and present only on the ventral part of the posterior articulation surface. Furthermore, *Isisaurus colberti* shows the ventral surface of the centrum concave (JAIN & BANDYOPADHYAY, 1997: fig.12D), differing from the more flattened condition of *Baurutitan britoi*.

As far as comparisons are possible, the main difference from the middle caudals of *Gondwanatitan faustoi* and *Baurutitan britoi* is the presence of a lateral anteroposteriorly elongated ridge that is more developed in the former. As demonstrated in *Baurutitan britoi*, this process corresponds to the tuberosity present in more anterior elements and not the transverse process. If this is also the case in *Gondwanatitan faustoi* cannot be demonstrated and the questions if those two lateral ridges of those taxa are homologous remains open.

According to SANZ *et al.* (1999) only few caudals are known from *Lirainosaurus astibiae* that, except for the first (which is the holotype), are considered paratypes. Comparing the last preserved caudal of *Baurutitan britoi* with the middle caudal of *Lirainosaurus astibiae* figured by SANZ *et al.* (1999: pl.3, fig.A), the Spanish taxon differs by having the neural spine occupying a more central position, shorter prezygapophyses with a more expanded end, the postzygapophyses comparatively more set apart from the neural spine with more expanded articulation surfaces, and the ventral margin of the centrum more concave.

The middle caudals of *Mendozasaurus neguyelap* have centra with slightly procoelous, circular anterior faces (not rectangular or square as in *Baurutitan britoi*). The posterior faces have reduced

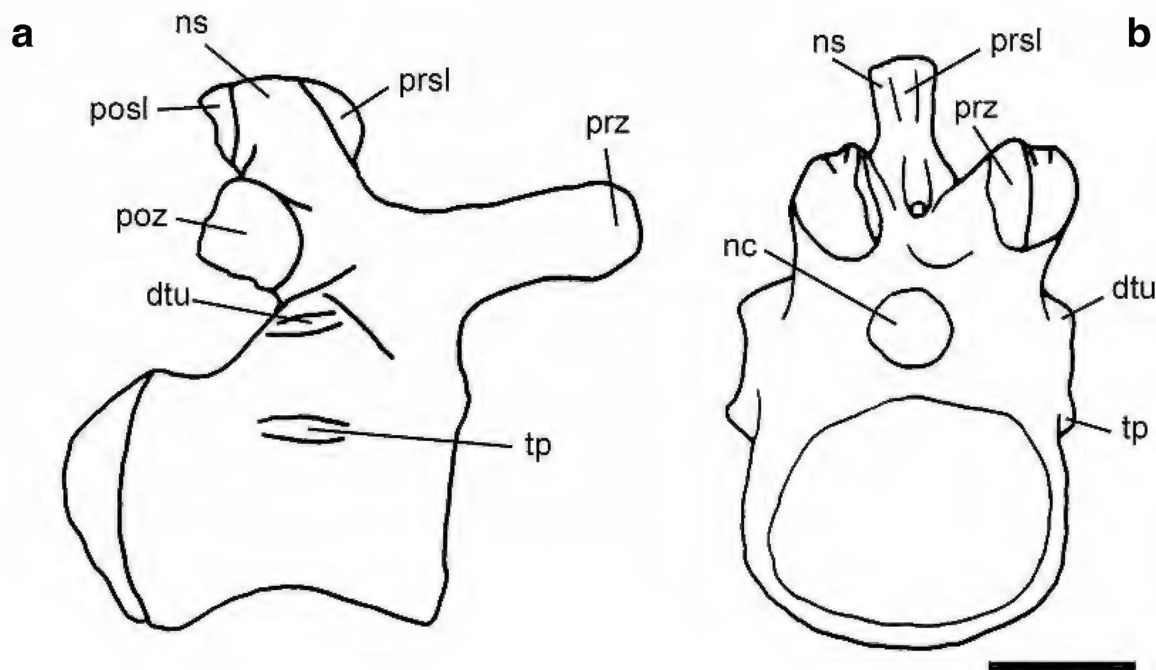


Fig.23- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), drawing of caudal 9 in (a) right lateral and (b) anterior views. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

condyles displaced dorsally, which is regarded as an autapomorphy of *Mendozasaurus neguyelap* (GONZÁLEZ RIGA, 2003). The neural spines are depressed, flat and more elongated anteroposteriorly than in *Baurutitan britoi*. The anterodorsal corner of the neural spine in caudals 12-13 is higher and thicker than the posterodorsal one. This condition disappears in caudal 17, where the dorsal border of the neural spine straightens and becomes horizontal, with the anterodorsal corner forming a right angle (GONZÁLEZ RIGA, 2003, fig.5C). This condition is not present in the distalmost preserved caudals of *Baurutitan britoi*.

Beginning in caudals 8-10, the middle caudals of *Pellegrinisaurus powelli* display a comparatively longer and lower centrum than in the correspondent elements of *Baurutitan britoi* (SALGADO, 1996:359). The midcaudal centra are dorsoventrally depressed, having convex lateral faces, differing from the quadrangular shape of the centra of *Baurutitan britoi*. Beyond the 15th vertebra, the centra of *Pellegrinisaurus powelli*, in anterior view, become depressed, with convex lateral walls (SALGADO, 1996: fig.6C), contrasting with the quadrangular shape of caudals 15-18 of *Baurutitan britoi*. In these distalmost elements, the neural spines of *Pellegrinisaurus powelli* are lower and more anteroposteriorly elongated than in *Baurutitan britoi*. They reach the posterior end of the caudal centrum, and have the anterodorsal corner of the neural spine set at a higher position in respect to the posterodorsal corner (SALGADO, 1996: fig.6A), a condition present only in the last preserved caudal of *Baurutitan britoi*.

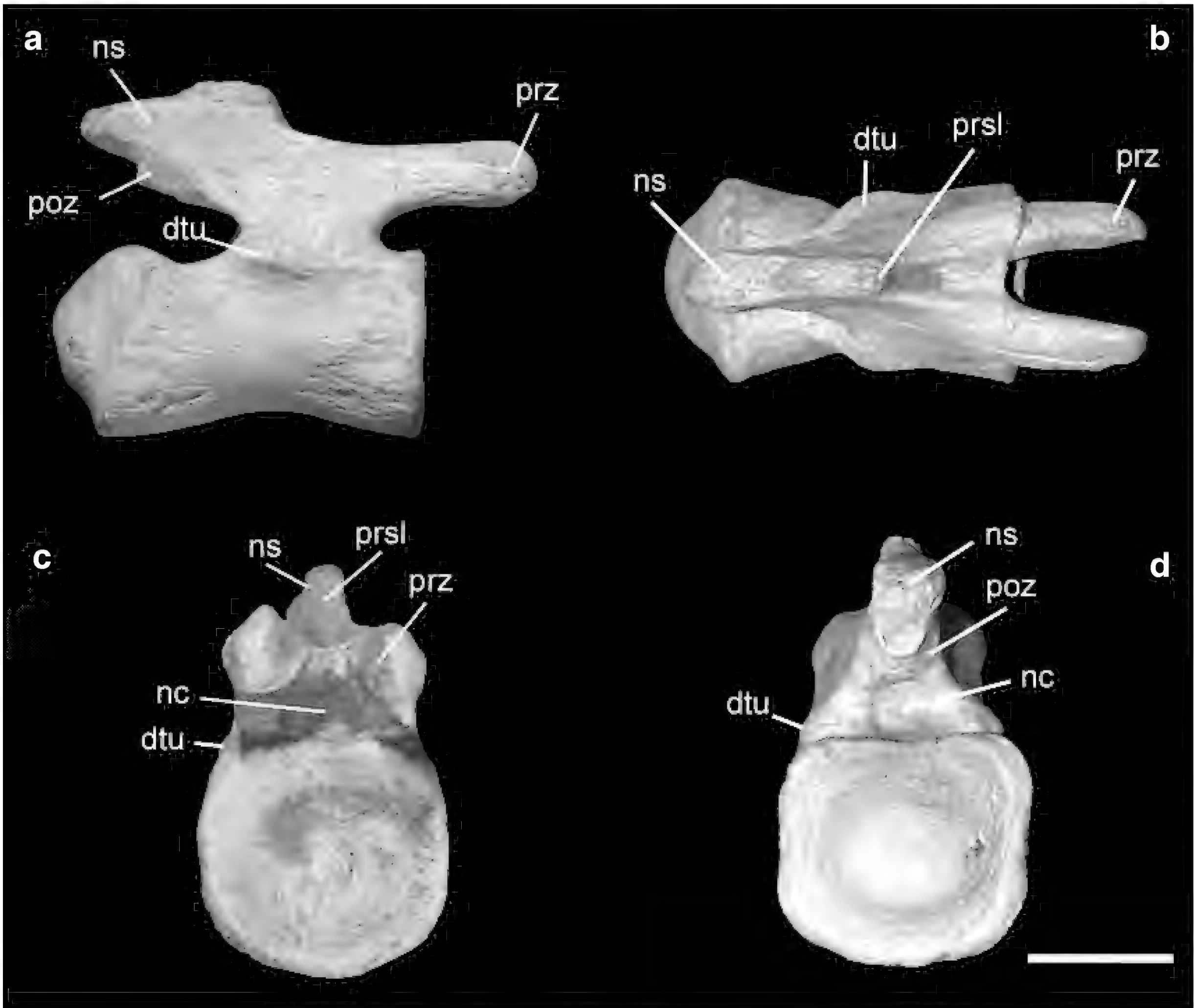


Fig.24- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), caudal 18 in: (a) right lateral, (b) dorsal, (c) anterior, and (d) posterior views. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

The middle caudals of *Rinconsaurus caudamirus* can be distinguished from those of *Baurutitan britoi* by the presence of bony processes separating the articular faces of the postzygapophyses from the neural spine, a character considered an autapomorphy of *Rinconsaurus caudamirus* (CALVO & GONZÁLEZ RIGA, 2003). Among the distal caudals of *Rinconsaurus caudamirus*, there is a series (MRS-Pv 29) with unusual centra, showing a procoelous plus amphicoelous plus biconvex articulations (CALVO & GONZÁLEZ RIGA, 2003: pl.3, fig.A). Since the posterior part of *Baurutitan britoi* is lacking, it is not possible to tell, in the present time, whether this condition was present in this taxon. It should be noted, however, that a similar condition has been reported in a caudal series (DGM 497-R) found in the same sedimentary deposits, in a nearby quarry (TROTTA, CAMPOS & KELLNER, 2002).

Regarding the Saltasaurinae *Saltasaurus loricatus* and *Neuquensaurus australis*, the main difference is the anteroposteriorly elongated depression, divided by a sagittal crest on the ventral surface of the centra (POWELL, 2003) which is absent from *Baurutitan britoi*.

Chevrons

Fifteen chevrons of *Baurutitan britoi* were recovered (Figs.25-27). By the available information, they were found articulated with the caudal series (Fig.3). As the caudals, after being prepared (some decades ago) they were numbered according to the vertebrae to which they were connected. Therefore, the numbers written on the chevrons (also left on the specimen for historical reasons) do not refer to the anatomical position of the caudals in the tail (e.g., chevron 4-5 was found connected to caudals 3 and 4). The eight anteriormost chevrons show two numbers (e.g. 4-5; 5-6; 6-7), suggesting that they were probably in contact between two vertebrae. The last seven chevrons received single numbers and were possible more closely associated with one vertebra.



Fig.25- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), chevrons in left lateral view. The last chevron is figured in ventral view. Scale bar = 100mm.

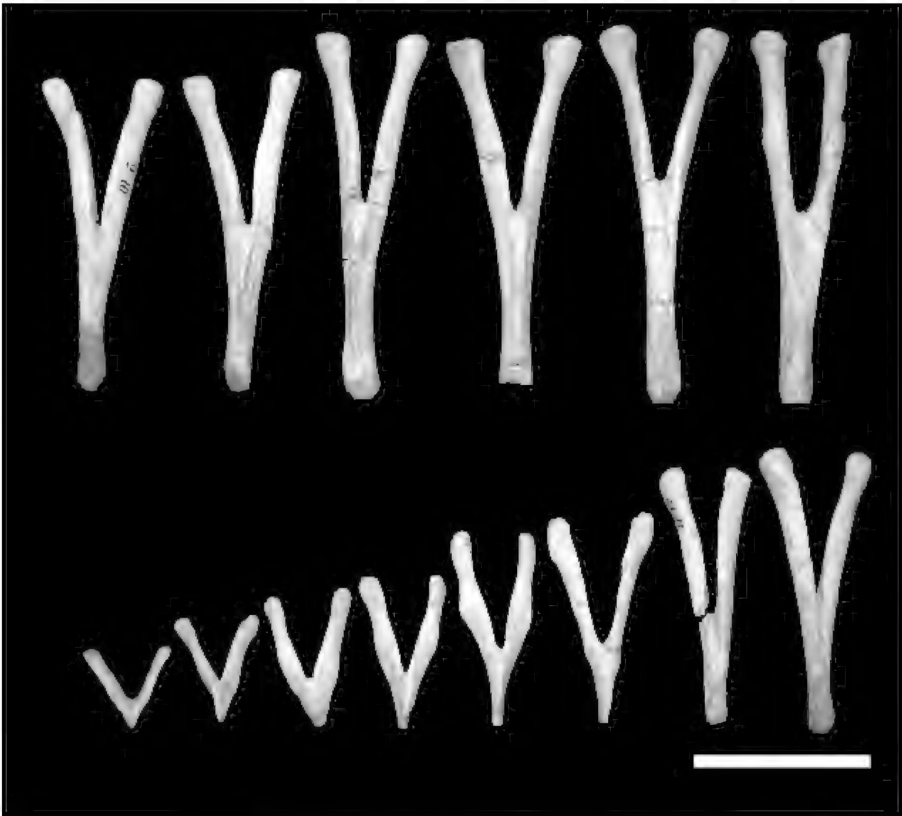


Fig.26- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), chevrons arches in anterior view. Scale bar = 100mm.

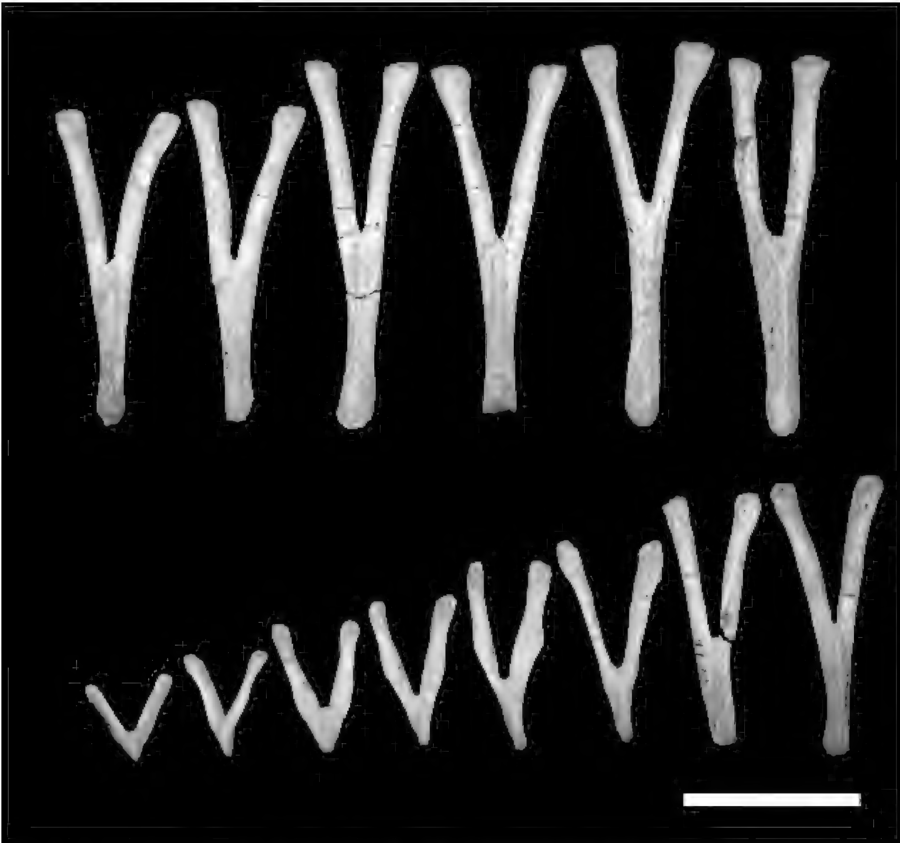


Fig.27- *Baurutitan britoi* n.gen., n.sp. (MCT 1490-R), chevrons arches in posterior view. Scale bar = 100mm.

All chevrons are well preserved and complete, with exception of the ventral tip of some elements. The chevron series begins on caudal 3 and 4 and extends until caudal 18. Therefore one chevron is missing (between the caudals 11-12). All chevrons are open, displaying a large haemal canal. The four anteriormost chevrons (corresponding to the caudals 3/4 - 6/7) are the largest (subequal in size) with long ventral process. From the fifth chevron on, their sizes gradually decrease, with the last preserved element (corresponding to caudal 18) divided into two ossifications that do not fuse ventrally. In the more anterior elements, the ventral fused portion of the chevrons tend to very large (subequal or larger in size compared to the proximal processes), getting gradually shorter in the more posteriorly placed elements. The depth from the haemal canal changes from being shorter than the whole chevron in the anterior elements until being much larger in the most posterior elements (corresponding to caudals 13 to 18). The ventral portion corresponding to the fused part of the chevron is laterally compressed, forming an anteroposteriorly oriented blade-like lamina that gets gradually more reduced in the more posteriorly situated elements.

The anterior and posterior surface of this region shows longitudinal ridges. The bone of the lateral surface of the chevron corresponding to caudal 13 is thickened, differing from the preceding elements. The posteriorly place chevrons also have a similar but less developed thickened bone surface.

Opisthocoelicaudia skarzynskii has chevrons starting at the last sacro-caudal as far back to caudal 19, beyond which they were probably absent or quite rudimentary (BORSUK-BIALYNICKA, 1977), differing from *Baurutitan britoi* (chevrons starting at caudal 3). In the anterior caudals of *Opisthocoelicaudia skarzynskii*, the haemal canal is about one third of the chevrons length, differing from the anterior chevrons of *Baurutitan britoi*, which have haemal canals equivalent to half of the chevrons length. The ventral projection of the chevrons 4 to 8 in *Opisthocoelicaudia skarzynskii* is pointed, a feature not present in any of the chevrons of *Baurutitan britoi* where they are rounded. The chevrons from 6 to 15 of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* are fused to the centra, a condition not present in *Baurutitan britoi*. Furthermore, the chevrons of *Opisthocoelicaudia skarzynskii* have comparatively larger and stronger articular facets than those of *Baurutitan britoi*.

The chevron of *Aeolosaurus rionegrinus* (POWELL, 2003: pl.11, fig.3) is distinguished from those of *Baurutitan britoi* by having a haemal canal more or less equivalent to a third of the whole length of the bone, flanked by two well developed proximal processes both transversally and anteroposteriorly more expanded than in the Brazilian taxon. The proximal part of the ventral process is also transversally wider than in *Baurutitan britoi*.

Alamosaurus sanjuanensis has chevrons from the first caudal to the 25th (GILMORE, 1946). The arms of the chevrons in *Alamosaurus sanjuanensis* are set closer to each other than in *Baurutitan britoi*, resulting in a more acute "V" shaped profile. The articular heads are more developed in being anteroposteriorly and laterally more expanded than in the Brazilian taxon (GILMORE, 1946: fig.4).

The chevron of *Mendozasaurus neguyelap* (GONZÁLEZ RIGA, 2003: fig.5D) has both arms set closer to each other than in *Baurutitan britoi*, resulting is a more acute "V" shaped profile. The articular heads of the chevron are more expanded, both anteroposteriorly and laterally, in the Argentinean taxon. The ventral spine of *Mendozasaurus neguyelap* is thinner in anterior view than in *Baurutitan britoi*. The chevrons of *Mendozasaurus neguyelap* have double articular facets in proximal ends (GONZÁLEZ RIGA, 2003: p.162), a trait not present in *Baurutitan britoi*.

The haemal canal of an anterior chevron of *Isisaurus colberti* (JAIN & BANDYOPADHYAY, 1997: fig.17) is less deep than half of the length of the entire bone, thus differing from the corresponding deeper haemal canals present in *Baurutitan britoi*. The bone is more expanded anteroposteriorly in the Indian taxon. It shows also extremely developed articular facets, with clearly anterior and posterior articulating surfaces (JAIN & BANDYOPADHYAY, 1997: p.121), which are absent in the Brazilian taxon. Below the canal, the haemal arches of *Isisaurus colberti* have a rounded shape in cross section (JAIN & BANDYOPADHYAY, 1997), differing from *Baurutitan britoi*, in which the haemal arches have a more elliptical cross section, with the longest axis directed anteroposteriorly.

The anterior chevrons of *Saltasaurus loricatus* are more robust than the same elements of *Baurutitan britoi*, being comparatively more expanded both transversally and anteroposteriorly, with well developed articular heads (POWELL, 2003: fig.36a). Although the ventral spine of *Saltasaurus loricatus* also displays an anterior ridge, it is thicker and restricted to the distal portion of the spine compared to *Baurutitan britoi*. The haemal canal is less deep in the Argentinean taxon, being less than a third of the entire length of the bone.

DISCUSSION

Dinosaurs in Brazil are known for a long time (KELLNER, 1996; 1998) and there are several localities where specimens have been recovered but few have been actually named or studied properly (KELLNER & CAMPOS, 2000). Regarding sauropods, only three species have been described so far: one diplodocid (CARVALHO, AVILLA & SALGADO, 2003) and two titanosaurids. The first titanosaurid, "*Antarctosaurus brasiliensis*" (ARID & VIZOTTO, 1971), is unfortunately based on material that cannot be diagnosed (e.g., KELLNER & CAMPOS, 2000). The second is *Gondwanatitan faustoi*, which is closely related to *Aeolosaurus rionegrinus* (KELLNER & AZEVEDO, 1999). From all known localities with titanosaurid dinosaurs, Peirópolis was always regarded as the richest (CAMPOS & KELLNER, 1991; BERTINI *et al.*, 1993; KELLNER & CAMPOS, 1997), showing some diversity (PRICE in LAMEGO, 1959; POWELL, 1987; CAMPOS & KELLNER, 1999; TROTTA, CAMPOS, & KELLNER, 2001).

From all specimens discovered at the Peirópolis site, the partially articulated vertebral columns known in the literature as the sequences A (cervical vertebrae and three dorsals), B (cervical, dorsal and caudal vertebrae - see CAMPOS *et al.*, 2005 - this volume), and C (last sacral and caudal vertebrae) were regarded as the most important ones (POWELL, 1987). Of those, the sequence C, here named *Baurutitan britoi*, is the most complete articulated caudal sequence from Brazil known to date (caudal 1 to 18), making it very useful to place isolated anterior and middle caudal elements in the tail. Based on comparisons with MCT 1488-R (that has a partial neck, the complete dorsal series) and MCT 1719-R (incomplete caudal series), the length of *Baurutitan britoi* is estimated between 12 and 14 meters.

One of the most outstanding features *Baurutitan britoi* is the presence of a dorsal tuberosity situated on the contact surface between the transverse processes and the neural arch. This process forms a rounded and thick bone projection that starts in caudal 2 and gets gradually smaller and more elongated in the posterior elements, being present in the last preserved caudal (caudal 18). The transverse process is present and well developed in all anterior elements, always larger than the dorsal tuberosity. In caudals 8 and 9, the transverse process is reduced, while in caudal 10 it is perceptible only on the right side as a tiny knoblike projection that completely disappears in caudal 11. Starting on caudal 8, the dorsal tuberosity, however, despite getting gradually smaller in the posterior elements, is always more projected than the transverse process. This unequivocally shows that the lateral bony ridge present in the posterior elements of the middle series is homologous with the dorsal tuberosity and not with the transverse process. *Alamosaurus sanjuanensis* has the transverse processes getting smaller posteriorly and according to GILMORE (1946), are replaced by "raised rectangular areas" which are replaced by longitudinal ridges that disappear at caudal 27. Judging from the published pictures, *Alamosaurus sanjuanensis* also bears a dorsal tuberosity (albeit less developed than in *Baurutitan britoi*) and the bony lateral ridges on the base of the neural arch, might also be homologous to the dorsal tuberosity instead to the transverse processes.

The presence of a lateral ridge in caudals from the middle (and posterior) series has been observed in *Epachthosaurus sciuttoi* (MARTÍNEZ *et al.*, 2004: fig. 8a), where it was interpreted as the transverse process. Similar longitudinal ridges were observed in *Gondwanatitan faustoi* (KELLNER & AZEVEDO, 1999). SALGADO, CORIA & CALVO (1997a) also mention the presence of prominent lateral bony ridges in the saltasaurines *Neuquensaurus australis* and *Saltasaurus loricatus*. Since those taxa apparently lack a dorsal tuberosity on the anterior caudals, the homology of those bony ridges is not clear.

Regarding the phylogenetic position of *Baurutitan britoi*, the procoelous condition of anterior caudals allows its allocation within Titanosauria (SALGADO, CORIA & CALVO, 1997a). The strongly procoelous condition of midcaudals indicates that it is not a basal titanosaurid, such as *Andesaurus delgadoi* Calvo & Bonaparte 1991 where the mid- and posterior caudals are amphiplatyan, a primitive feature within Titanosauria (CALVO & BONAPARTE, 1991; SALGADO, CORIA & CALVO, 1997a). The new Brazilian taxon also lacks several caudal traits found in the saltasaurines that includes strongly dorsoventrally flattened centrum of anterior caudals, with centrum significantly wider than high, and the position of the neural spine, with the anterodorsal edge positioned posteriorly relative the anterior border of the postzygapophyses. *Baurutitan britoi* is also not a member of the clade formed by *Aeolosaurus* + *Gondwanatitan*, lacking the strongly anterodorsally oriented neural spine and the very anteriorly displaced neural arch. However, as in *Gondwanatitan faustoi* and *Aeolosaurus rionegrinus*

(Kellner pers. obs. 1999), some of the anterior caudal vertebrae show the ventral part of the centrum constricted, giving the posterior surface of the centrum a "heart-shaped" appearance, and potentially could indicate some relationships of those mentioned taxa with *Baurutitan britoi*. The new species also shares some features with *Alamosaurus sanjuanensis* (e.g., dorsal tuberosity that continues in the posterior elements as a prominent lateral ridge).

Concluding, *Baurutitan britoi* is a new titanosaurid sauropod from Brazil, which is neither a basal (e.g., *Andesaurus*) nor a derived (e.g., Saltasaurinae) taxon. It shows some similarities to *Aeolosaurus rionegrinus* and *Gondwanatitan faustoi* ("heart-shaped" centrum of some anterior caudals), also with *Alamosaurus sanjuanensis*. More information about its phylogenetic position can only be achieved by a detailed phylogenetic analysis of the Titanosauria.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank the following individuals and respective institutions, for assistance and access to specimens under their care: Jorge O. Calvo (Centro Paleontológico Lago Barreales, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén), José F. Bonaparte (Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires), Jaime E. Powell (Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán), and Marcelo Reguero (Museo de La Plata). We would also like to thank Luiz Júlio da Silva and Otávio da Silva Santos, former preparators at the Departamento Nacional de Produção Mineral, for the excellent work done on this specimen, and Andrea Franco Saavedra (Colégio D. Pedro II, Rio de Janeiro) for preparing the anterior part of the preserved sacral and cleaning the chevrons. Vanessa Dorneles Machado (Museu Nacional - Rio de Janeiro) is thanked for the pictures that illustrate this paper and Rita C.T.Cassab (MCT/DNPM) for providing the paper of A.R.Lamego, where the report of L.I.Price about the Peirópolis site was published.

We have benefited from discussions with several colleagues, particularly Jaime E. Powell (Universidad Nacional de Tucuman, Tucuman), Jorge O. Calvo (Centro Paleontológico Lago Barreales, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén), Reinaldo J. Bertini (Universidade Estatual Paulista, Rio Claro), Rodrigo Miloni Santucci (Universidade Estadual Paulista, Rio Claro), Bernardo J. González Riga (Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Mendoza) and Olga Giménez (Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco", Comodoro Rivadavia). Jorge O. Calvo (Centro Paleontológico Lago Barreales, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén), Bernardo J. González Riga (Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Mendoza), Douglas Riff (Universidade Estadual do Sudeste da Bahia, Vitória da Conquista) and Jeffrey A. Wilson (University of Michigan) are thanked for reviewing this paper. This project was partially funded by FAPERJ (grant #E-26/152.442/2002-2005 to A.W.A. Kellner) and Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (grants to D.A. Campos and A.W.A. Kellner).

LITERATURE CITED

ARID, F.M. & VIZOTTO, D., 1971. *Antarctosaurus brasiliensis*, um novo sauropode do Cretáceo superior do Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. Rio de Janeiro, **Anais...**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, 297-305p.

BERTINI, R.J., 1993. **Paleobiologia do Grupo Bauru, Cretáceo Superior continental da Bacia do Paraná, com ênfase em sua fauna de amniotas**. Rio de Janeiro, 493p. Tese de Doutoramento - Universidade Federal do Rio de Janeiro.

BERTINI, R.J.; MARSHALL, L.G.; GAYET, M. & BRITO, P., 1993. Vertebrate faunas from the Adamantina anda Marília Formations (Upper Bauru Group, Late Cretaceous, Brazil) in their stratigraphic and paleobiogeographic context. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie Abhandlungen**, Stuttgart, **188**(1):71-101.

BONAPARTE, J.F., 1996. Cretaceous tetrapods of Argentina. **Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen** R.(A), München, **30**:73-130.

BONAPARTE, J.F. & POWELL, J.E., 1980. A continental assemblage of tetrapods from the Upper Cretaceous beds of El Brete, northwestern Argentina (Sauropoda - Coelurosauria - Carnosauria - Aves). **Mémoirs de la Sociètè Géologique de France, N.S.**, Paris, **139**:19-28.

BORSUK-BIALYNICKA, M., 1977. A new camarasaurid sauropod *Opisthocoelicaudia skarzynskii* gen. n. sp.n. from the Upper Cretaceous of Mongolia. **Palaeontologia Polonica**, Warszava, **37**:5-64.

CALVO, J.O. & BONAPARTE J.F., 1991. *Andesaurus delgadoi* gen. et sp. nov. (Saurischia, Sauropoda), dinosaurio Titanosauridae de la formación Río Limay (Albiano - Cenomaniano), Neuquén, Argentina. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **28**(3-4):303-310.

CALVO, J.O. & GONZÁLEZ RIGA, B.J., 2003. *Rinconsaurus caudamirus* gen. et sp. nov., a new titanosaurid (Dinosauria, Sauropoda) from the Late Cretaceous of Patagonia, Argentina. **Revista Geológica de Chile**, Santiago, **30**(2):333-353.

CAMPOS, D.A. & KELLNER, A.W.A., 1991. Dinosaurs of the Santana Formation with comments on other Brazilian occurrences. In: MAISEY, J.G. (Ed.) **Santana Fossils: An Illustrated Atlas**. Neptune City: T.F.H. Publications. p.372-375.

CAMPOS, D.A. & KELLNER, A.W.A., 1999. On some sauropod (Titanosauridae) pelves from the continental Cretaceous of Brazil. In: TOMIDA, Y.; RICH, T.H. & VICKERS-RICH, P. (Eds.) **Proceedings of the Second Gondwanan Dinosaur Symposium**. National Sciences Museum Monographs, Tokyo, **15**:143-166.

CAMPOS, D.A.; KELLNER, A.W.A.; BERTINI, R.J. & SANTUCCI, R.M., 2005. On a titanosaur (Dinosauria, Sauropoda, Titanosauridae) vertebral column from the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, **63**(3): 565-593.

CARVALHO, I.S.; AVILLA, L.S. & SALGADO, L., 2003. *Amazonsaurus maranhensis* gen. et sp. nov. (Sauropoda, Diplodocoidea) from the Lower Cretaceous (Aptian-Albian) of Brazil. **Cretaceous Research**, **24**:697-713.

CORIA, R.; KELLNER, A.W.A.; MOLNAR, R.E.; JACOBS, L.L.; SERENO, P.; UEMURA, K.; ONO, H. & TOMIDA, Y. 1998. Dinosaurs of Gondwana. **The Yomiuri Shimbun**, Toquio. 104p. (in Japanese).

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M., 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **68**(2):195-205.

GILMORE, C.W., 1922. A new sauropod dinosaur from the Ojo Alamo Formation of New Mexico. **Smithsonian Miscellaneous Collections**, Washington, **72**(14):1-9.

GILMORE, C.W., 1946. Reptilian fauna of the North Horn Formations of Central Utah. **Professional Papers. United States Geological Survey**, Washington, **210-C**:29-53.

GOBBO-RODRIGUES, S.R.; PETRI, S. & BERTINI, R.J., 1999. Ocorrências de ostrácodes na Formação Araçatuba do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos – Parte II: Família Limnocytheridae. **Revista da Universidade de Guarulhos (Sér. Geociências)**, Guarulhos, **4**(6):5-11.

GONZÁLEZ RIGA, B.J., 2003. A new titanosaur (Dinosauria, Sauropoda) from the Upper Cretaceous of Mendoza Province, Argentina. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **40**(2):155-172.

HUENE, F. von, 1929. Los saurisquios y ornitisquios del Cretáceo Argentino. **Anales del Museo de La Plata**, Buenos Aires, **3**(2):1-194, 133 fig. e 44 lam.

JAIN, S.L. & BANDYOPADHYAY, S., 1997. New titanosaurid (Dinosauria: Sauropoda) from the Late Cretaceous of Central India. **Journal of Vertebrate Paleontology**, Northbrook, **17**(1):114-136.

KELLNER, A.W.A., 1996. Remarks on Brazilian dinosaurs. **Memoirs of the Queensland Museum**, Brisbane, **39**(3):611-626.

KELLNER, A.W.A., 1998. Panorama e perspectiva do estudo de répteis fósseis no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **70**(3):647-676.

KELLNER, A.W.A. & AZEVEDO, S.A.K., 1999. A new sauropod dinosaur (Titanosauria) from the Late Cretaceous of Brazil. In: GONDWANAN DINOSAUR SYMPOSIUM, 2., Tokyo. **Proceedings...**, TOMIDA, Y.; RICH, T.H. & VICKERS-RICH, P. (Eds.) Tokyo: National Sciences Museum Monographs. p.111-142 (Monograph n.15).

KELLNER, A.W.A. & CAMPOS, D.A., 1997. The Titanosauridae (Sauropoda) of the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. **Journal of Vertebrate Paleontology**, Northbrook, **17** (suppl. to 3): 56A (abstract).

KELLNER, A.W.A. & CAMPOS, D.A., 2000. Brief review of dinosaur studies and perspectives in Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **72**(4):509-538.

LAMEGO, A.R., 1959. **Relatório Anual do Diretor, Ano de 1958**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Serviço Gráfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 200p.

MARTÍNEZ, R.D.; GIMÉNEZ, O.; RODRIGUEZ, J.; LUNA, M. & LAMANNA, M.C., 2004. An articulated specimen of the basal titanosaurian (Dinosauria: Sauropoda) *Epachthosaurus sciuttoi* from the Early Late Cretaceous Bajo Barreal Formation of Chubut Province, Argentina. **Journal of Vertebrate Paleontology**, Northbrook, **19**(4):639-653.

POWELL, J.E., 1987. Morfología del esqueleto axial de los dinosaurios titanosauridos (Saurichia, Sauropoda) del Estado de Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., Rio de Janeiro, **Anais...**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Paleontologia, v.1, p.155-171.

POWELL, J.A., 1990. *Epachthosaurus sciuttoi* (gen. et sp. nov.) un dinosaurio sauropodo del Cretácico de Patagonia (Provincia de Chubut, Argentina). In: CONGRESSO ARGENTINO DE PALEONTOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA, Tucumán, **Actas...**, Tucumán, v.1, p.123-128.

POWELL, J.E., 1992. Osteología de *Saltasaurus loricatus* (Sauropoda - Titanosauridae) del Cretácico Superior del Noroeste argentino. In: SANZ, J.L. & BUSCALIONI, A.D. (Coords.) **Los dinosaurios y su entorno biotico**. Actas del Segundo Curso de Paleontologia en Cuenca. Ayuntamiento de Cuenca: Instituto "Juan de Valdes". p.165-230.

POWELL, J.E., 2003. Revision of South American titanosaurid dinosaurs: palaeobiological, palaeobiogeographical and phylogenetic aspects. **Records of the Queen Victoria Museum**, Launceston, **111**:1-173.

PRICE, L.I., 1955. Novos crocodilídeos dos arenitos da Série Baurú, Cretáceo do Estado de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **27**(4):487-498.

SALGADO, L., 1996. *Pellegrinisaurus powelli* nov. gen. et sp. (Sauropoda, Titanosauridae) from the upper Cretaceous of Lago Pellegrini, Northwestern Patagonia, Argentina. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **33**(4):355-365.

SALGADO, L., & CORIA, R.A., 1993. El género *Aeolosaurus* (Sauropoda - Titanosauridae) en la Formacion Allen (Campaniano - Maastrichtiano) de la Provincia de Río Negro, Argentina. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **30**(2):119-128.

SALGADO, L.; CORIA, R.A. & CALVO, J.O., 1997a. Evolution of titanosaurid sauropods I: Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **34**(1):3-32.

SALGADO, L.; CORIA, R.A. & CALVO, J.O., 1997b. Presencia del género *Aelosaurus* (Sauropoda, Titanosauridae) en la Formación Los Alamitos, Cretácico superior de la Província de Río Negro, Argentina. **Revista da Universidade de Guarulhos. (Sér. Geociências)**, Guarulhos, **2**(6):44-49.

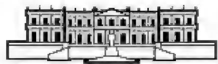
SANZ, J.L.; POWELL, J.E.; LE LOEUFF, J.; MARTINEZ, R. & PEREDA-SUBERBIOLA, X., 1999. Sauropod remains from the Upper Cretaceous of Laño (Northcentral Spain), titanosaur phylogenetic relationships. **Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava,** Alava, **14 (núm. espec.1)**:235-255.

TROTTA, M.N.; CAMPOS, D.A. & KELLNER, A.W.A., 2001. The appendicular skeleton of the Titanosauridae (Dinosauria: Sauropoda) from the Bauru Basin (Upper Cretaceous) of Uberaba (MG), Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 17., Rio Branco, **Boletim de Resumos**, Rio Branco: Universidade Federal do Acre, v.1, p.154.

TROTTA, M.N.F.; CAMPOS, D.A. & KELLNER, A.W.A., 2002. Unusual caudal vertebral centra of a titanosaurid (Dinosauria:Sauropoda) from the continental Upper Cretaceous of Brazil. **Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Geologia**, Rio de Janeiro (64):1-11.

WILSON, J.A., 1999. A nomenclature for vertebral laminae in sauropods and other saurischian dinosaurs. **Journal of Vertebrate Paleontology**, Northbrook, **19**(4):639-653.

WILSON, J.A. & UPCHURCH, P., 2003. A revision of *Titanosaurus* Lydekker (Dinosauria - Sauropoda), the first dinosaur genus with a Gondwanan distribution. **Journal of Systematic Paleontology**, London, **1**(3):125-160.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.565-593, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

ON A TITANOSAURID (DINOSAURIA, SAUROPODA) VERTEBRAL COLUMN FROM THE BAURU GROUP, LATE CRETACEOUS OF BRAZIL [1]

(With 39 figures)

DIOGENES DE ALMEIDA CAMPOS [2, 3]
ALEXANDER W. A. KELLNER [3, 4]
REINALDO J. BERTINI [5]
RODRIGO M. SANTUCCI [5]

ABSTRACT: A new titanosaurid dinosaur from the Late Cretaceous continental deposits of the Bauru Group is described. *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp., is based on two specimens, both collected at the Caieira Quarry near Peirópolis, Minas Gerais. The holotype consists of the five most posterior cervical vertebrae, 10 dorsals, six sacrals and the left ilium (MCT 1488-R). The second specimen (paratype) consists of 10 caudal vertebrae that according to a quarry map, were found isolated but show a similar morphology and compatible size suggesting that they belonged to one individual (MCT 1719-R). *Trigonosaurus pricei* is diagnosed by a combination of characters such as elongated cervicals and middorsals, dorsal vertebrae 9 and 10 with incipient postzygodiapophyseal lamina and transverse processes well developed throughout the sequence formed by anterior and medial caudals. The occurrence of this new taxon indicates a higher diversity of titanosaurids in the Brazil during the Cretaceous period.

Key words: Dinosauria, Sauropoda, Titanosauria, Titanosauridae, Cretaceous, Brazil.

RESUMO: Sobre uma coluna vertebral de um titanossaurídeo (Dinosauria, Sauropoda) do grupo Bauru, Neocretáceo do Brasil.

Um novo titanossaurídeo procedente dos depósitos continentais do grupo Bauru (Neocretáceo) é descrito. *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. é baseado em dois exemplares coletados na localidade Caieira na região de Peirópolis, Minas Gerais. O holótipo é composto das últimas cinco vértebras cervicais, 10 vértebras dorsais, seis sacrais e o ílio esquerdo (MCT 1488-R). O segundo exemplar (parátipo) é formado por 10 vértebras caudais que, de acordo com um mapa da escavação, foram encontradas isoladas, mas apresentam o mesmo padrão morfológico e um tamanho compatível, sendo, deste modo, consideradas como pertencentes a um mesmo indivíduo (MCT 1719-R). *Trigonosaurus pricei* é diagnosticado por uma combinação de caracteres tais como vértebras cervicais e dorsais médias alongadas, vértebras dorsais 9 e 10 com uma incipiente lâmina diapopós-zigapofisiária e processos transversos bem desenvolvidos por toda seqüência anterior e média da série caudal. A ocorrência deste novo táxon demonstra a existência de uma maior diversidade de titanosaurídeos no Brasil durante o período Cretáceo.

Palavras-chave: Dinosauria, Sauropoda, Titanosauria, Titanosauridae, Cretáceo, Brasil.

INTRODUCTION

The most abundant dinosaur group in Brazil is the Sauropoda, particularly those belonging to the clade Titanosauria from the Bauru Group (BERTINI *et al.*, 1993; KELLNER, 1998). Remains of those sauropods have been found in several localities, particularly in the states of Minas Gerais and São Paulo (BERTINI, 1993; KELLNER & CAMPOS, 2000). Despite being numerous, most records of titanosaurids from Brazil consist of undescribed isolated elements. Up to date, the most complete specimens are the holotype of *Gondwanatitan faustoi* Kellner & Azevedo, 1999 and the so called "Series B" (POWELL, 1987, 2003). The latter was collected at the quarry

[1] Submitted on May 2, 2005. Accepted on August 22, 2005.
[2] Museu de Ciências da Terra, Departamento Nacional de Produção Mineral. Av. Pasteur, 404, Urca, 22290-240, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
E-mail: dac@abc.org.br.
[3] Fellow of Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).
[4] Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
E-mail: kellner@mn.ufrj.br.
[5] NEPV - DGA - IGCE - UNESP, Rio Claro, Brasil.

known as "Caieira" in Peirópolis by Llewellyn Ivor Price, where strata of the Bauru group have yielded several titanosaurid bones (e.g., CAMPOS & KELLNER, 1999; Fig.1). This vertebral sequence is housed at the Museu de Ciências da Terra of the Departamento Nacional de Produção Mineral (MCT/DNPM) in Rio de Janeiro, under the numbers MCT 1488-R and MCT 1719-R (see comments below). Although recognized as perhaps the best specimen recovered from the Peirópolis region (PRICE in LAMEGO, 1959) and representing a new taxon (e.g. POWELL, 1987; BERTINI, 1993; CAMPOS & KELLNER, 1999), this dinosaur still remained unnamed and undiagnosed. The main purpose of this paper is to diagnose this new titanosaurid taxon, here named *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp., and compare it with members of the Titanosauria. Since several details of this new taxon were already published (POWELL, 1987; 2003; CAMPOS & KELLNER, 1999), we opted to provide a general morphological review and repeat only the main features that make *Trigonosaurus pricei* distinct from other titanosaurids. We also provided illustrations and detailed descriptions of the caudal vertebrae (MCT 1719-R) which were neither described nor illustrated before. We also illustrate the cervical series of this species that except for cervicals 12 and 13 were also not figured before.

Abbreviations as follows: (ac) acetabulum, (dia) diapophysis, (il) ilium, (isped) ischiatic peduncle, (nc) neural canal, (ns) neural spine, (podl) postzygodiapophyseal lamina, (posl) postspinal lamina, (poz) postzygapophysis, (pped) pubic peduncle, (prsl) prespinal lamina, (prz) prezygapophysis, (s) sacral vertebra, (sri) sacral rib, (tp) transverse process, (l) left, (r) right.

Comments on the "Series B"

The "Series B" is composed of a partial vertebral column with cervicals, dorsals, sacrals, caudals, and the left ilium, all previously treated as belonging to the same individual (e.g, POWELL, 1987). As CAMPOS & KELLNER (1999) pointed out, the main problem of this association is the fact that the 10 caudals referred to this series were not found articulated or in close contact with the remaining parts of the specimen. Actually, several caudal elements have been found isolated at the Caieira quarry and the association of those 10 caudals among themselves and with the remaining part of the "Series B" was probably done by Price, likely based on the similar morphology and

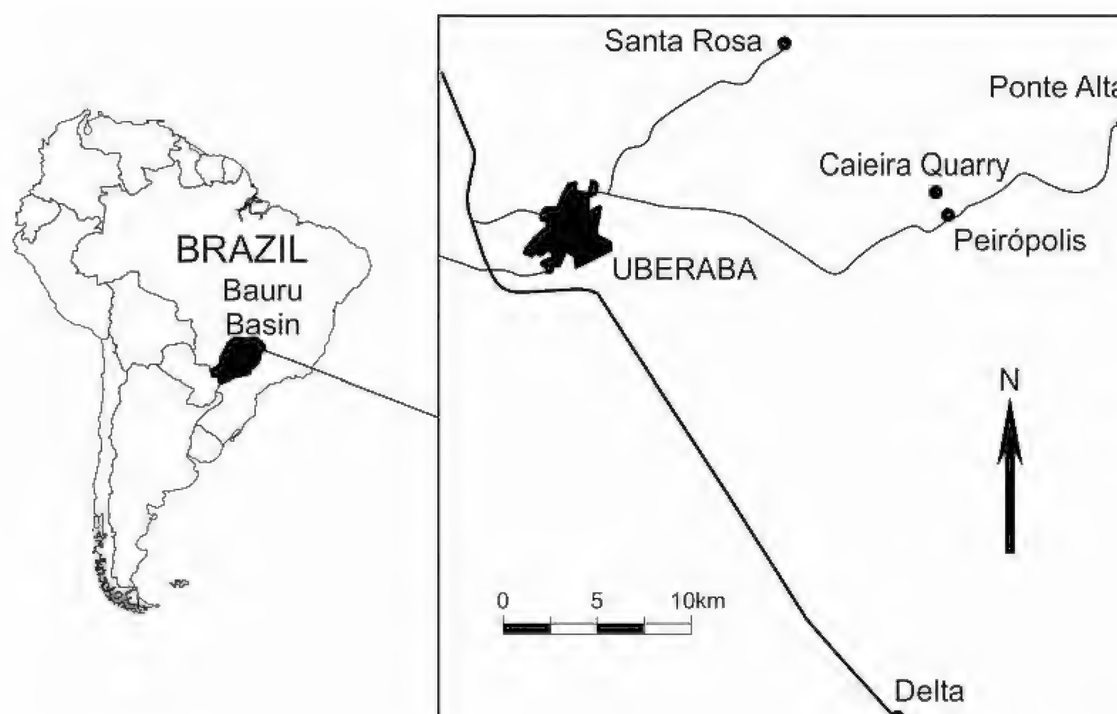


Fig.1- The map of South America showing the distribution of the Bauru Basin. In detail the location of the Caieira Quarry, near Peirópolis, where *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. was collected.

compatible size. According to his 1958 report, PRICE (in LAMEGO, 1959) mentioned that he previously believed that all titanosaurid specimens recovered from this quarry belonged to three individuals of different sizes of the same genus, but with the discovery of an articulated series of caudal vertebrae in 1957, he understood that there was more taxonomic diversity in this collection than he had assumed (see also KELLNER, CAMPOS & TROTTA, 2005, this volume).

Examining the material it is clear to us that those caudal vertebrae show a similar morphology and differ in size, which is consistent with their probable different position in the tail. Compared to the articulated caudal series represented by MCT 1490-R, some elements appear to articulate, but most belong to different parts of the tail. Their size is compatible with the sacral elements and therefore we cannot preclude the possibility that they belong to the same individual represented by MCT 1488-R, as has been apparently assumed by Price (and followed by POWELL, 1987; 2003). Nevertheless, since they were found neither articulated nor in close contact with the remaining part of the "Series B", we opted to regard them as belonging to a different individual but representing the same species as MCT 1488-R. Therefore the caudals received a distinct number (MCT 1719-R).

Observing Price's quarry map in detail (CAMPOS & KELLNER, 1999; KELLNER, CAMPOS & TROTTA, 2005, this volume), the number of vertebrae individualized on the map differs from the elements that are present in MCT 1488-R. On the map there are five sacral vertebrae and 13 presacral elements instead of the six sacrals and 15 presacral vertebrae. We believe that those discrepancies indicate that this map was made when the specimen was still in the field and before all elements had been fully prepared, with sediment possible obscuring the limits of some bones.

SYSTEMATIC PALAEONTOLOGY

Saurischia Seeley, 1888
Sauropodomorpha Huene, 1932
Sauropoda Marsh, 1878
Titanosauriformes Salgado, Coria & Calvo, 1997
Titanosauria Bonaparte & Coria, 1993
Titanosauridae Lydekker, 1893

Trigonosaurus n.gen.

Type- species – *Trigonosaurus pricei* n.sp.

Etymology – from the Greek language *trigónos* (triângulo) in allusion to the region known as "Triângulo Mineiro" from the Minas Gerais State, where the specimen was collected, and *saurus* meaning reptile.

Diagnosis – the same as for the species.

Trigonosaurus pricei n.sp.

Holotype – incomplete vertebral column formed by five cervical vertebrae, ten dorsals (last cervical and all dorsals articulated), sacrum and ilium (MCT 1488-R) housed at the Museu de Ciências da Terra (Departamento Nacional de Produção Mineral).

Paratype – ten caudals (MCT 1719-R) housed at the Museu de Ciências da Terra (Departamento Nacional de Produção Mineral).

Etymology – the specific name is given in honor of Llewellyn Ivor Price, a very important vertebrate paleontologist, whose birth day centenary is celebrated in 2005. L.I. Price collected this and several other specimens and inspired the authors of this paper, some of which had the pleasure to work with him (DAC and RJB).

Type-locality – MCT 1488-R and MCT 1719-R were collected at the quarry known as "Caieira" (locality 120 of BERTINI, 1993), an abandoned quarry from the São Luís Farm, Veadinho Hill, situated about 2km north of Peirópolis, Municipality of Uberaba, State of Minas Gerais, Southeastern Brazil (BERTINI, 1993; CAMPOS & KELLNER, 1999).

Geological setting – the specimen was found in fine to medium grained white and yellow sandstones, with conspicuous siltic-argillaceous matrix, and some disseminated small argilitic pellets from the Bauru Group, Marília Formation, Serra da Galga Member, height 835m. The age of this stratigraphic unit is regarded as Maastrichtian (GOBBO-RODRIGUES, PETRI & BERTINI, 1999).

Diagnosis – titanosaurid dinosaur characterized by the following combination of characters: elongated midcervical vertebrae, with low neural spine and concave ventral margin; elongated middorsal vertebrae with strongly posteriorly inclined neural spine; dorsal vertebrae 9 and 10 with incipient postzygodiapophyseal lamina; anterior caudal vertebrae with thin base broadening towards the top; anteriormost

caudals (2-5), with two and middle caudals with one pronounced dorsal depression on the transverse process; prezygapophyses on the caudal vertebrae extended forward (but not to the same degree as *Aeolosaurus rionegrinus* and *Gondwanatitan faustoi*), with wide articular faces; articulation surfaces for haemal arches strongly developed starting on caudal 3 until the last preserved element (caudal 20); transverse processes well developed throughout the sequence formed by anterior and medial caudals (until at least caudal 20).

DESCRIPTION AND COMPARISONS

The preserved part of the vertebral column of *Trigonosaurus pricei* is formed by five cervical vertebrae, 10 dorsals, six sacrals and the right ilium (MCT 1488-R), and 10 caudals (MCT 1719-R). The last cervical vertebra, the dorsals and the pelvis were found articulated, as was also indicated on the quarry map made by Price (CAMPOS & KELLNER, 1999; KELLNER, CAMPOS & TROTTA, 2005, this volume). The bones of *Trigonosaurus pricei* have a whitish colour and are well preserved, a common feature of the fossils found in the Peirópolis region. Except for the neural spine of the sixth dorsal vertebra, no sign of strong distortion is observed. Parts of some vertebrae were broken, particularly the cervicals and some of the neural spines of the caudals. The nomenclature regarding different lamina is based on WILSON (1999).

Cervical vertebrae

Five cervical vertebrae of *Trigonosaurus pricei* are known. Based on Price's quarry map (CAMPOS & KELLNER, 1999), those elements were not articulated but closely associated, although not all could be recognized or distinguished from the dorsal vertebrae in the map. Their sizes are compatible and as far as comparisons are possible they articulate suggesting that they formed a continuous sequence (Figs.2-14). The last cervical was found articulated with the first dorsal and both were not separated (Figs.2, 5). Based on an almost complete cervical series from another point of Peirópolis (Mombuca quarry, according to CAMPOS & KELLNER, 1999), POWELL (1987) established that the titanosaur neck was formed by 13 elements (including atlas and axis). Therefore the five cervicals of *Trigonosaurus pricei* are here regarded to represent cervicals 9 to 13.

Overall none of the cervical vertebrae of *Trigonosaurus pricei* is complete. Except for cervical 9, all lack to most dorsal part of the neural spine. Cervicals 9 and 10 have part of the right lateral side broken particularly the region of the cervical rib. Cervicals 12 and 13 also have the cervical ribs broken on the right side. All posterior ends of the remaining cervical ribs were broken possible prior to fossilization or during the collecting of the specimen.

In general, the anterior cervical tend to be more elongated (cervicals 9 and 10) while the posterior ones tend to be shorter and laterally expanded giving them a more robust appearance (Tab.1). All are opisthocoelous, with the lateral margin of the centrum concave, and lack pleurocoels. Ventrally the anterior surface of the centrum shows a deep depression between the parapophyses and turns to a convex surface close to the posterior articulation surface. Pre- and postzygapophyses are short and project anteriorly and posteriorly, showing well developed articular facets. The neural spine in cervical 9 is low, has the dorsal portion laterally expanded and tends to be more elongated compared to the more posterior elements (e.g., cervicals 12 and 13). The spinoprezygapophyseal lamina is very thick and is more developed in the more anteriorly positioned cervicals. There is a shallow depression on the medial surface of the prezygapophyses (medial to the spinoprezygapophyseal lamina) that is displaced medially in cervical 9 but gets gradually more horizontal in the posterior cervicals. The spinopostzygapophyseal lamina tends to be more developed running on the medial surfaces of the neural spine and the postzygapophyses. Deep pre- and postspinal fossae are present. The last cervical vertebra has a relatively thick vertebral centrum, wider than tall, with a wide and laterally expanded neural arch. The diapophyses of this cervical are strong and they have downward and backward orientated articulation surfaces.

The cervical ribs are not complete in any of the elements, lacking the posterior projection. They are double-headed and are fused with the diapophysis and the parapophysis, and are placed parallel to the axis of the vertebral column. The anterior projection is well developed, surpassing the centrum and (in lateral view) level with the prezygaphophysis.

TABLE 1. Measurements of the cervical vertebrae of *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R)

Cervical vertebrae	Total length of centrum (mm)
cervical 9	280
cervical 10	282
cervical 11	277
cervical 12	258
cervical 13	202

The comparisons of the cervical vertebrae of *Trigonosaurus pricei* are restricted since the neck is known in only a few titanosaur species. Only one cervical of *Malawisaurus dixeyi* (Haughton, 1928) is figured (JACOBS *et al.*, 1993) and possible comes from the middle-posterior part of the neck. It is also an elongated element and differs from *Trigonosaurus pricei* mainly by having a higher neural spine and the ventral margin of the centrum straighter. The cervicals of *Isisaurus colberti* (JAIN & BANDYOPADHYAY, 1997; WILSON & UPCHURCH, 2003) are quite different from *Trigonosaurus pricei* (and other titanosaurids) by being much shorter, showing a higher neural spine and showing pleurocoels. *Trigonosaurus pricei* further differs from this species by having the anterior and posterior projection of the cervical ribs more developed. *Gondwanatitan faustoi* has only an incomplete centrum of a possible posterior cervical that is remarkably different from *Trigonosaurus pricei* by showing the anterior condyle smaller and by having two ventral depressions separated by a bony ridge (KELLNER & AZEVEDO, 1999). According to CALVO & GONZÁLEZ RIGA (2003), *Rinconsaurus caudamirus* has a long anterioposterior depression with small pleurocoels on the lateral surface of the cervical centrum, which is absent in *Trigonosaurus pricei*.
The cervicals of *Saltasaurus loricatus* are also quite distinct from *Trigonosaurus pricei* by being comparatively shorter, presenting deep pleurocoels and a very low neural spine. Furthermore, *Saltasaurus loricatus* has a straighter ventral margin and peculiar long and posteriorly projected postzygapophyses (POWELL, 2003: 114). The lateral tuberosity of the neural spine observed in some cervicals of *Saltasaurus loricatus* is absent in *Trigonosaurus pricei*. Furthermore, *Trigonosaurus pricei* does not show the short prezygapophyses with the articular facets positioned near the level of the diapophysis, which is regarded a diagnostic feature of the Saltasaurinae (SALGADO, CORIA & CALVO, 1997).

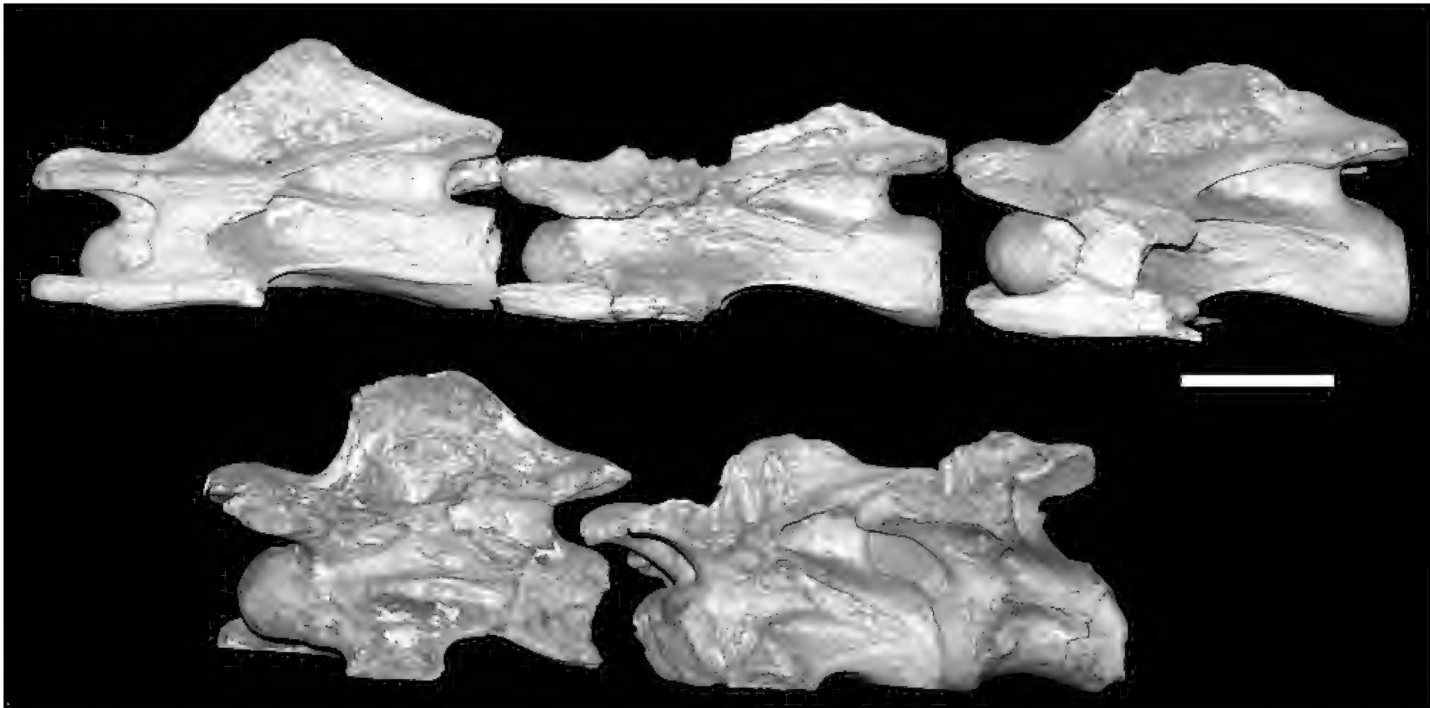


Fig.2- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical vertebrae (9-13) and first dorsal in left lateral view. Scale bar = 100mm.

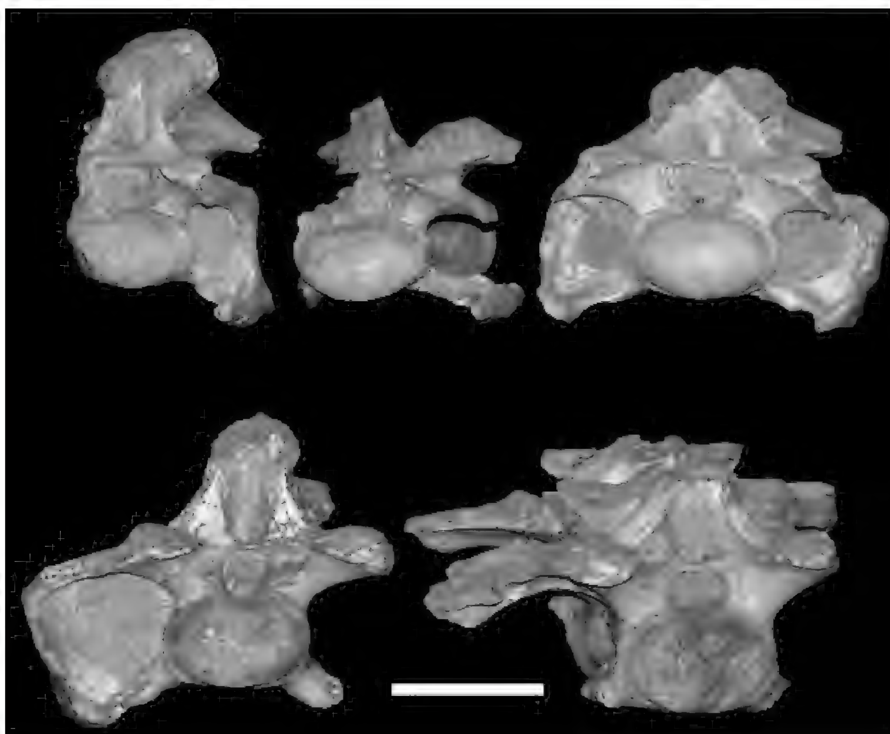


Fig.3- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical vertebrae (9-13) in anterior view. Scale bar = 100mm.

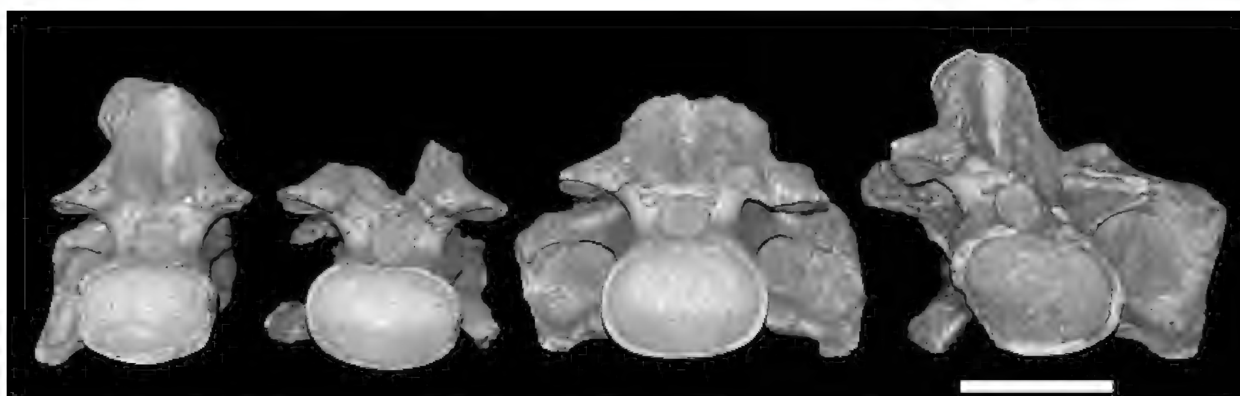


Fig.4- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical vertebrae (9-12) in posterior view. Scale bar = 100mm.

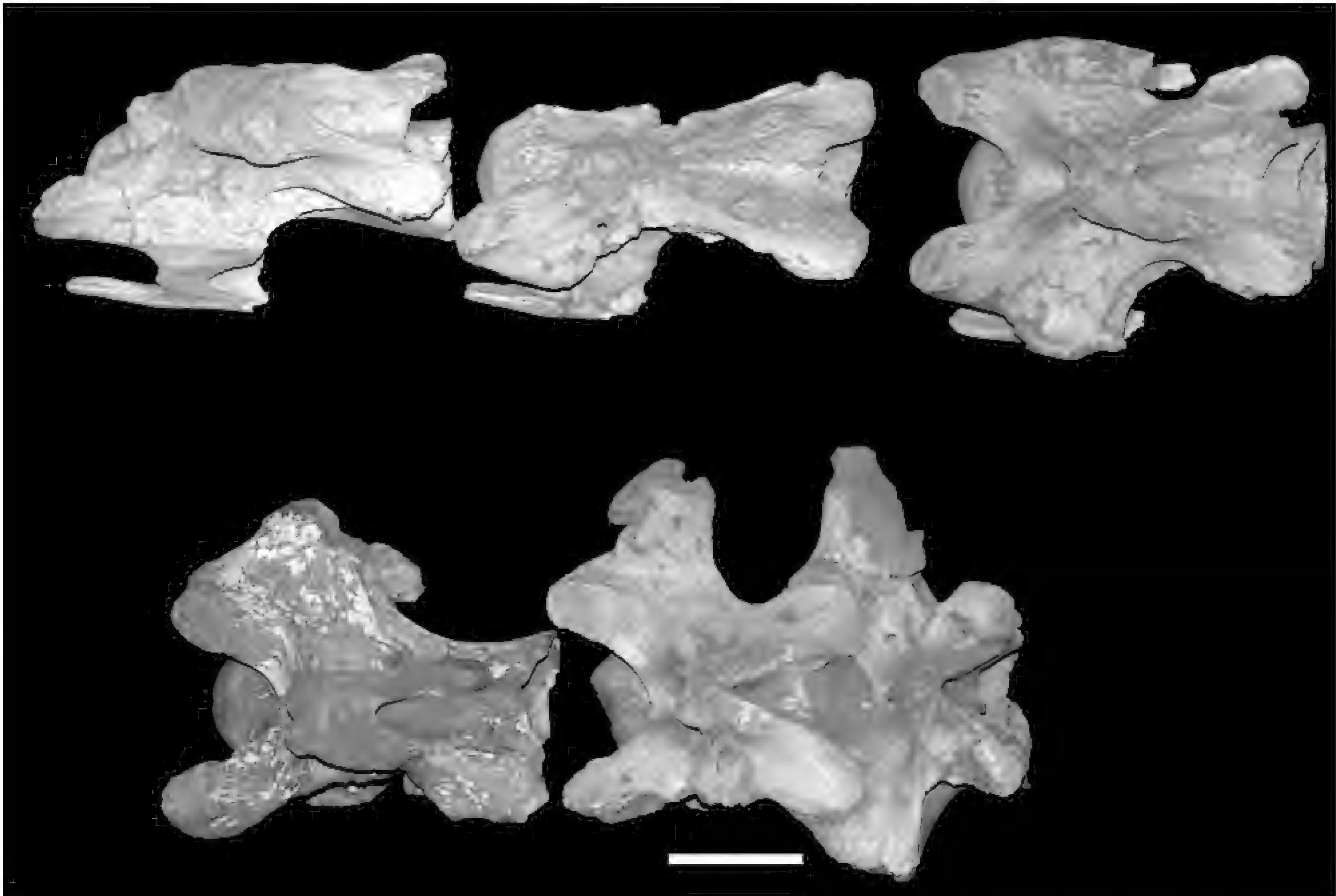


Fig.5- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical vertebrae and first dorsal in dorsal view. Scale bar = 100mm.

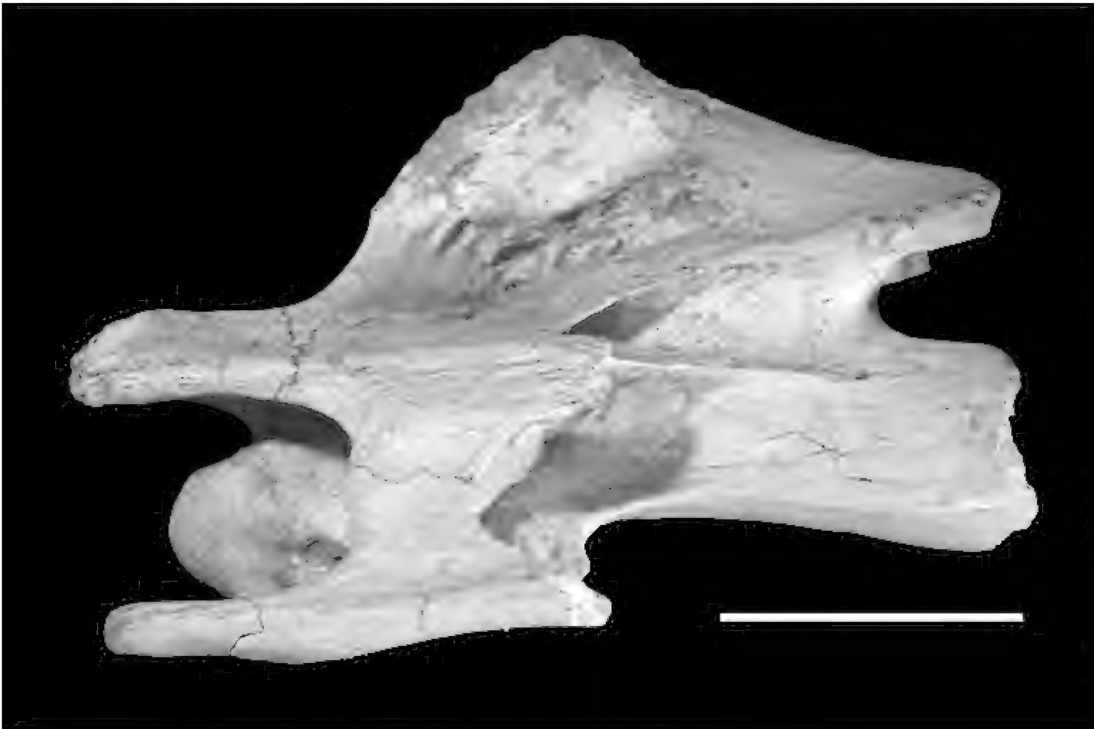


Fig.6- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 9 in left lateral view. Scale bar = 100mm.



Fig.7- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 9 in anterior view. Scale bar = 100mm.



Fig.8- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 9 in posterior view. Scale bar = 100mm.



Fig.9- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 9 in dorsal view. Scale bar = 100mm.

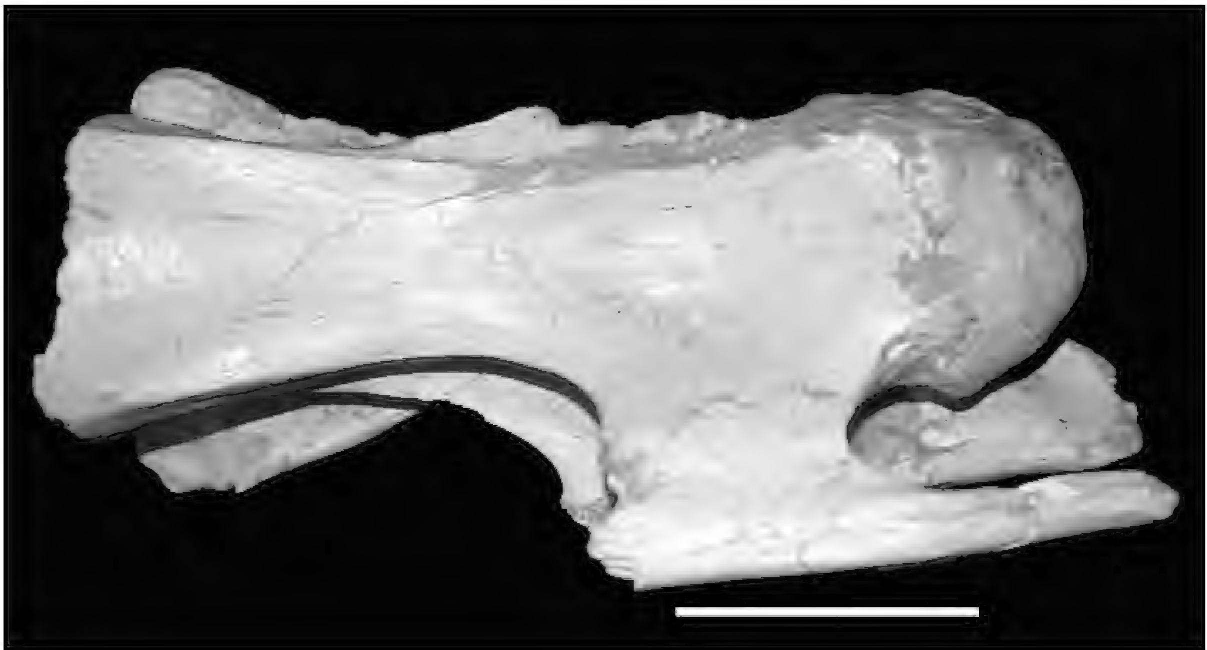


Fig.10- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 9 in ventral view. Scale bar = 100mm.



Fig.11- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 11 in anterior view. Scale bar = 100mm.



Fig.12- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 11 in posterior view. Scale bar = 100mm.



Fig.13- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 11 in dorsal view. Scale bar = 100mm.

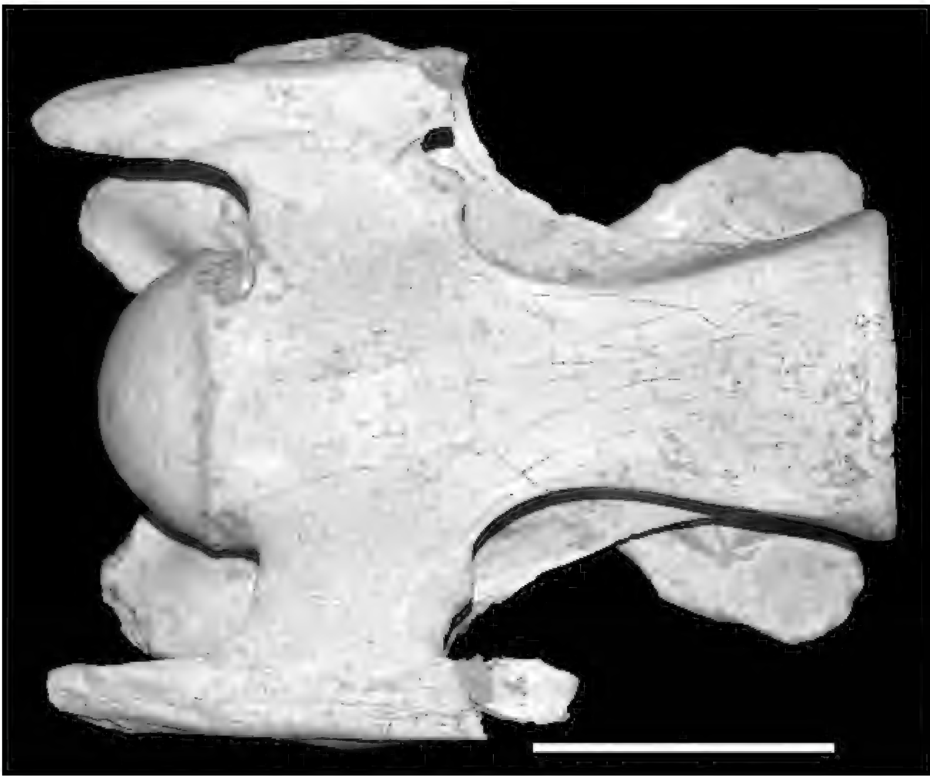


Fig.14- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), cervical 11 in ventral view. Scale bar = 100mm.

Dorsal vertebrae

The dorsal vertebral sequence of *Trigonosaurus pricei* is complete and was already described in some detail by POWELL (1987, 2003) and a summary with the main features is presented below (Figs.15-20; Tab.2). All elements are strongly opisthocoelous, a common feature among titanosaurids. The anterior surfaces are hemispherical and convex, while the posterior surfaces are larger and concave. All dorsals bear a deep pleurocoel marked by sharp borders positioned on the lateral surface of the centrum, below the neural arches. This pleurocoel is smallest in the dorsal 2, getting gradually more elongated ("eye shaped") in the remaining elements. The size of the centrum varies, being relatively longer in the middle part of the series. No hyposphene-hypantrum is present. The neural arches have a broad lateral base that occupies over 50% of the centrum length. The neural spine of the first dorsal is incomplete but the preserved portion indicates it was low and undivided. Starting at dorsal 3, the neural spine gets elongated and gradually more inclined posteriorly extending above the anterior part of the subsequent vertebra. In the last dorsal (the 10th) the neural spine changes abruptly to a vertical position. Dorsal 5 shows a pair of accessory

TABLE 2. Measurements of the dorsal vertebrae (MCT 1488-R) of *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp.

Dorsal vertebrae	Total length of centrum (mm)
dorsal 1	~148
dorsal 2	~ 128
dorsal 3	~ 110
dorsal 4	~155
dorsal 5	~150
dorsal 6	~ 170
dorsal 7	~ 155
dorsal 8	~ 150
dorsal 9	~ 148
dorsal 10	~ 140



Fig.15- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), dorsals 4 and 5 in left lateral view. Scale bar = 100mm.

diapophyseal laminae (Fig.18) which are also well developed in dorsal 7. At dorsal 1, the parapophysis are located on the lateral part of the anterior half of the centrum, but gradually migrates to a more dorsal position in the subsequent elements, reaching almost the same height of the diapophysis at dorsal 6. On dorsals 9 and 10 the parapophysis migrates again to a more ventral position relative to the diapophysis. The prezygapophysis does not project very much anteriorly. The postzygapophysis is always located very close to the neural spine. A prespinal lamina is present in all dorsals and gets gradually more developed and thicker in the more posteriorly elements until dorsal 9.

Overall the dorsal vertebrae of *Trigonosaurus pricei* differ from most other titanosaurid taxa by being proportionally longer (similar to *Gondwanatitan faustoi* and *Saltasaurus loricatus*), with large pleurocoels (smaller than in *Gondwanatitan faustoi* and *Epachthosaurus sciuttoi*). The neural spines of the middorsals are inclined, apparently more than in any other titanosaurid. *Trigonosaurus pricei* lacks hyposphene-hypantrum, which is observed in the more basal titanosaurid *Andesaurus delgadoi* and in *Epachthosaurus*. A postzygodiapophyseal lamina linking the diapophysis and the postzygapophysis is incipiently developed in dorsals 9 and 10 of *Trigonosaurus pricei* (Fig.20). Such a lamina is absent in *Opisthocoelicaudia skarzynskii*. The difference in size of the anterior and posterior articulation surface is more strongly developed in *Gondwanatitan faustoi* (KELLNER & AZEVEDO, 1999) compared with *Trigonosaurus pricei*. *Opisthocoelicaudia skarzynskii* bears a neural spine bifurcated into two "low metapophyses" (BORSUK-BIALYNICKA, 1977), absent in *Trigonosaurus pricei*. The dorsal vertebrae of *Opisthocoelicaudia skarzynskii*, and the few incomplete remains of *Pellegrinisaurus powelli*, have the centra twice as wide than high (BORSUK-BIALYNICKA, 1977; SALGADO, 1996), also differing from *Trigonosaurus pricei*. The few dorsal vertebrae known from *Malawisaurus dixeyi* bear wide and more robust transverse processes (JACOBS *et al.*, 1993),



Fig.16- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), dorsal 4 in anterior view. Scale bar = 100mm.

differing from *Trigonosaurus pricei*. Based on the illustrations presented by CORIA *et al.* (1998: Fig.61) of the dorsals of *Argentinosaurus huinculensis*, *Trigonosaurus pricei* shows a larger size variation within the dorsal vertebral elements.

Sacrum

The sacrum of *Trigonosaurus pricei* is composed of six vertebrae (total length 583mm), which are well preserved, except for the right transverse process of the third sacral vertebra (Figs.21-24). Except for the last sacral, all centra are fused. The first sacral vertebra was incorporated from the dorsal vertebral series and the last from the caudal series (CAMPOS & KELLNER, 1999). As far as observations are possible, sacrals 1 to 5 are opisthocoelous, while the last sacral is either procoelous or biconvex, with a convex posterior articulation for the first caudal (not preserved). Pre- and postspinal laminae, forming a sagittal bony surface, uniting the neural spines of adjacent sacrals, are present. The spinodiapophyseal, postzygodiapophyseal and prezygodiapophyseal laminae are observed, which tend to be more reduced in the last three sacrals.

Sacral ribs tend to be robust and directed laterally. The first sacral rib is very long and contacts the anterior margin of the ilium blade. The left ilium is connected to the sacrum and has the preacetabular lobe elongated and laterally projected. More details of sacrum and pelvis, including comparisons, were provided by CAMPOS & KELLNER (1999).

Caudal vertebrae

There are 10 caudal vertebrae known of *Trigonosaurus pricei* (Figs.25-39). Compared to the articulated caudal series MCT 1490-R (see



Fig.17- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), dorsal 5 in posterior view. Scale bar = 100mm.

KELLNER, CAMPOS & TROTTA, 2005, this volume), they are tentatively interpreted as being the 2nd, 3rd, 5th, 6th, 9th, 12th, 14th, 16th, 18th, and 20th (Table 3). Overall they show a very similar morphology. All are procoelous, with the posterior condyle slightly displaced dorsally and a strongly concave cotyle. The condyle is separated from the centrum by a bony ridge that is developed in all preserved elements. The lateral surface is concave. The anterior surface of the centrum is always wider than high, with an oval outline that gets more subrectangular in the more posterior elements. The posterior part of the centrum changes from elliptical (e.g., wider than high) in caudals 2 and 3, to a more rectangular shape condition (e.g., higher than wide) from caudals 5, 6 and 9 and to a more oval shape in remaining elements. A shallow groove or depression is observed in the posterior condyle of some elements (caudals 2, 9, 12 and 14). The articulation for the haemal arches are strongly developed starting on caudal 3 and are present until the last preserved element.

As in several titanosaurid dinosaurs, the neural arch is placed over the anterior half of the centrum, near the rim of the anterior margin. The neural spine is inclined anteriorly until caudal 18 and gets more vertical in caudal 20. From anterior and posterior views it is possible to observe that the base of the neural spine is laterally compressed and the dorsal part slightly expanded laterally, what is more visible in the anterior elements but is

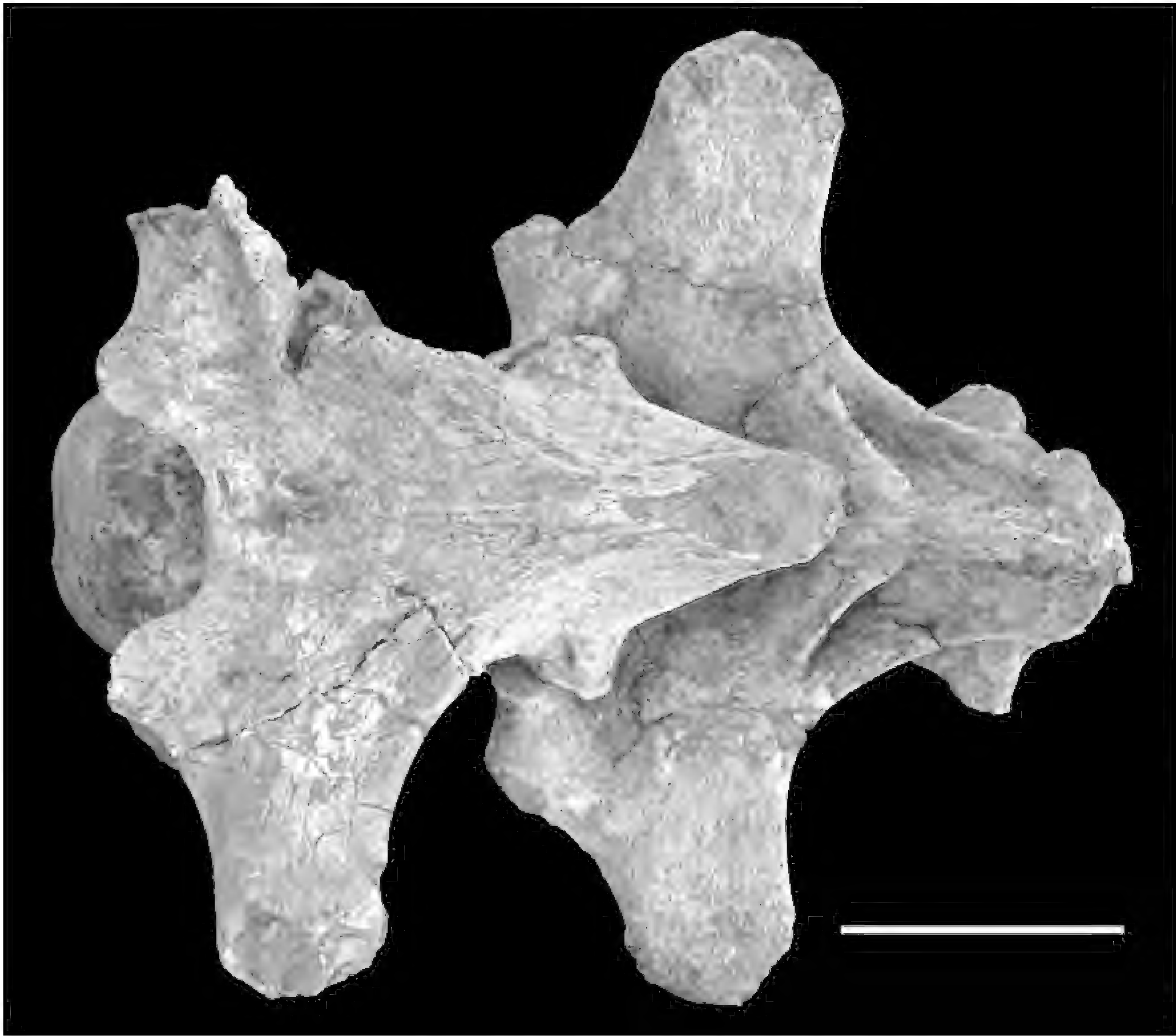


Fig.18- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), dorsals 4 and 5 in dorsal view. Scale bar = 100mm.

still perceptible in caudal 14. Pre- and postspinal laminae are present, with the prespinal lamina more developed. Spinoprezygapophyseal laminae are present and well developed particularly in caudal 2, running from the anterolateral margin of the neural spine until the prezygapophysis. In caudal 3, the spinoprezygapophyseal lamina is reduced, migrates posteriorly, and bifurcates, sending one additional lamina (accessory spinoprezygapophyseal lamina) to the anterolateral portion of the neural spine. The decrease of the spinoprezygapophyseal laminae continues until it is no more perceptible in caudal 6. The accessory lamina, however, is well developed in caudal 5 contacting the prespinal lamina, merging with the lateral margin of the neural spine in the posterior elements.

The prezygapophyses of caudal 2 are short and projected dorsoanteriorly. In the remaining caudals, prezygapophyses get longer and gradually get less inclined, assuming a subhorizontal position starting at caudal 9. A tuberosity is observed in the dorsolateral margin of the articulation surface of the prezygapophyses. It is very well developed in caudals 3 to 6 and smoothens out in the more posteriorly positioned elements. The articular faces of the prezygapophysis are strongly inclined, forming a very acute angle in respect to the sagittal plane in the anterior caudals, getting gradually less inclined in the posterior elements.

The postzygapophyses are placed very closely to the neural spine and are well developed in all preserved elements, having large articulation surfaces (caudal 20). In the more anteriorly positioned elements (caudals 2-5), the postzygapophyseal articular surface forms a

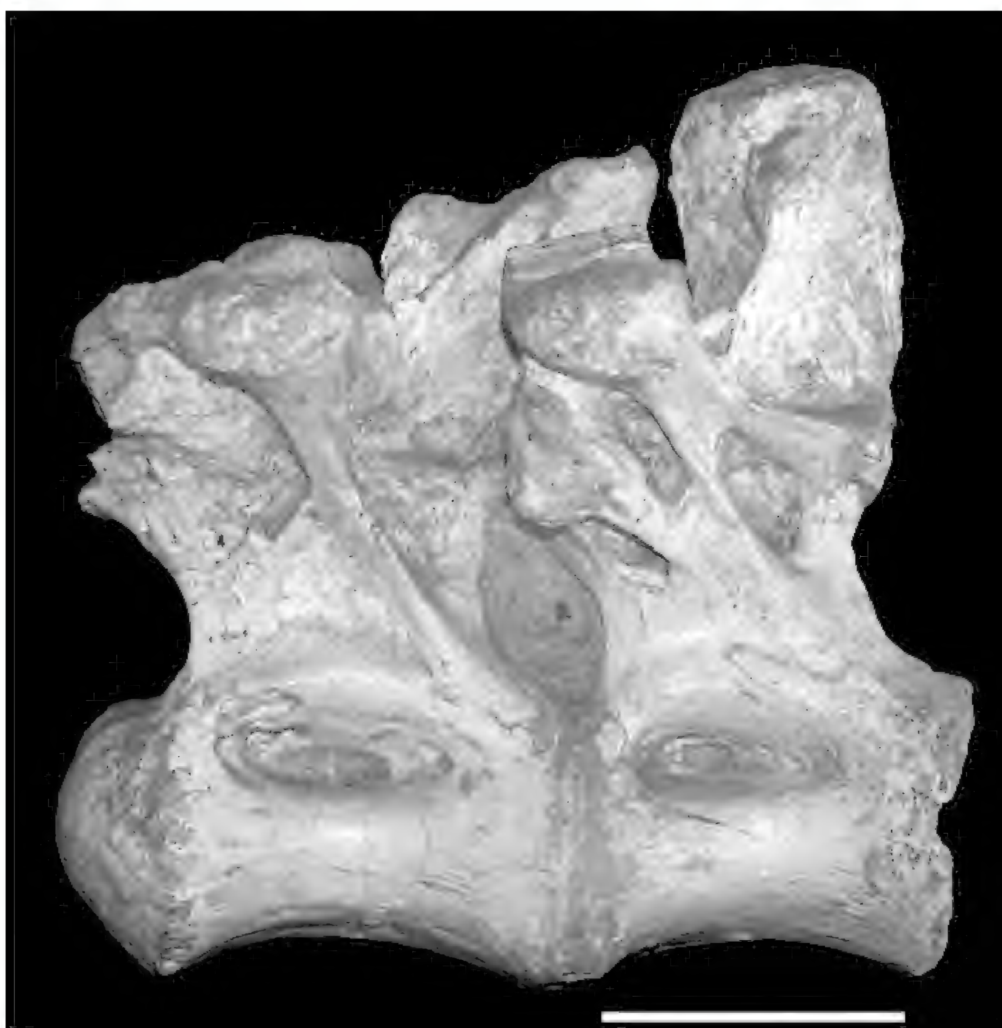


Fig.19- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), dorsals 9 and 10 in left lateral view. Scale bar = 100mm.

flattened and inclined surface, but starting in caudal 6, this surface gets gradually more concave with the dorsal margin becoming directed laterally. All preserved caudals show well developed lateroposteriorly oriented transverse processes that get reduced only in the more posteriorly situated elements (caudal 14) and are still present as clearly distinct processes in caudal 20 (the last preserved one attributed to *Trigonosaurus pricei*). Among the most interesting features of those elements is the presence of two dorsal depressions on the transverse processes of caudals 2-5, with the most laterally placed one smoothing out in caudal 6. The second depression, however, is perceptible until caudal 12. At the contact surface between the transverse process and the neural arch, the bone is rugose but no dorsal tuberosity as in MCT 1490-R is observed in the anterior elements. Caudals 16 and 18, however, have the bone surface in this part thickened, forming a ridge displaced to the anterolateral surface of the transverse process.

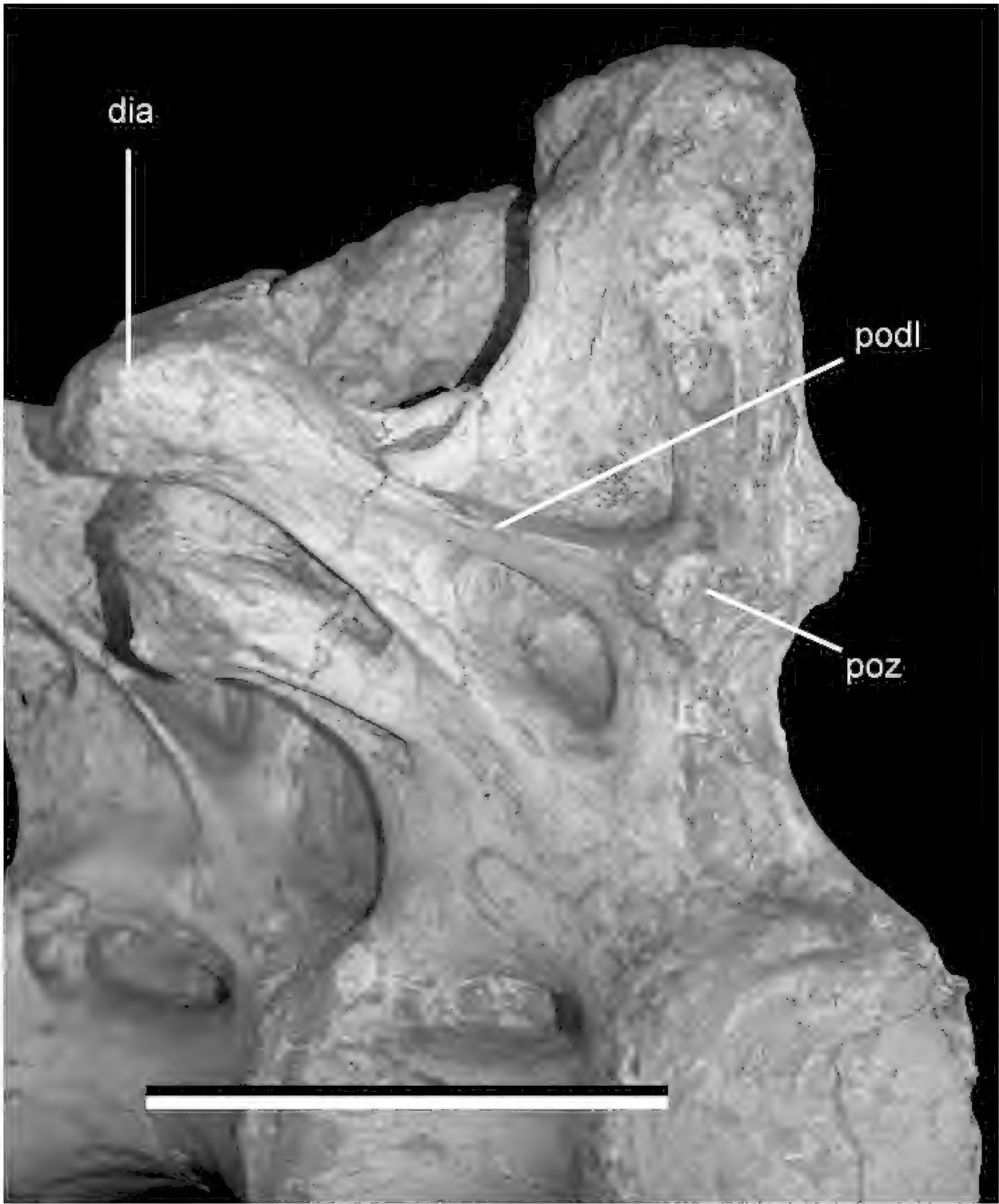


Fig.20- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), detail of dorsal 10 in lateroposterior view. Scale bar = 100mm. See text for abbreviations.

From all known titanosaurid dinosaurs, the caudal vertebrae of *Trigonosaurus pricei* are more similar to the ones reported for *Aeolosaurus rionegrinus* and *Gondwanatitan faustoi*, sharing with those taxa the anterodorsally directed neural spine and prezygapophyses. Differing from *Aeolosaurus rionegrinus*, the prezygapophyses of *Trigonosaurus pricei* are comparatively shorter. Furthermore, *Trigonosaurus pricei* does not show the "heart-shaped" condition found in *Gondwanatitan faustoi* (KELLNER & AZEVEDO, 1999), *Aeolosaurus rionegrinus* (Kellner, pers. obs.) and in caudals 4-8 of MCT 1490-R (KELLNER, CAMPOS & TROTTA, 2005, this volume). *Trigonosaurus pricei* also differs from MCT 1490-R by having the prespinal lamina more developed than the postspinal lamina and by having the transverse process more developed.

Furthermore, *Trigonosaurus pricei* shows depressions on the dorsal surface of the transverse process, which, as far as we know, were not recorded in any other titanosaurid dinosaur of which large parts of the tail are known such as *Epachthosaurus sciuttoi* (MARTÍNEZ *et al.*, 2004), *Alamosaurus sanjuanensis* (GILMORE, 1946), *Titanosaurus araukanicus* (POWELL, 2003), *Gondwanatitan faustoi* (KELLNER & AZEVEDO, 1999), MCT 1490-R (KELLNER, CAMPOS & TROTTA, 2005, this volume), *Pellegrinisaurus powelli* (SALGADO, 1996), and *Rinconsaurus caudamirus* (CALVO & GONZÁLEZ RIGA, 2003).



Fig.21- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), sacrum and left ilium in dorsal view. Scale bar = 100mm.

TABLE 3. Measurements of the caudal vertebrae of *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. - paratype (MCT 1719-R)

Caudal vertebrae*	Total length of centrum	Maximum length of centrum (left side) without condyle	Maximum height of centrum - anterior face	Maximum width of centrum - anterior face
caudal 2	94.5	77.8	~87.0	105.0
caudal 3	96.0	72.8	86.2	99.8
caudal 5	90.5	75.2	76.7	93.6
caudal 6	96.0	78.4	71.9	82.1
caudal 9	89.5	77.0	~64.5	72.1
caudal 12	85.7	71.0	61.0	68.3
caudal 14	79.5	68.5	58.5	71.6
caudal 16	72.5	~62.0	51.6	64.6
caudal 18	76.0	63.8	54.7	67.0
caudal 20	75.1	65.0	48.0	~59.0

* Note that the number of the caudals regarding their position in the tail is tentative.

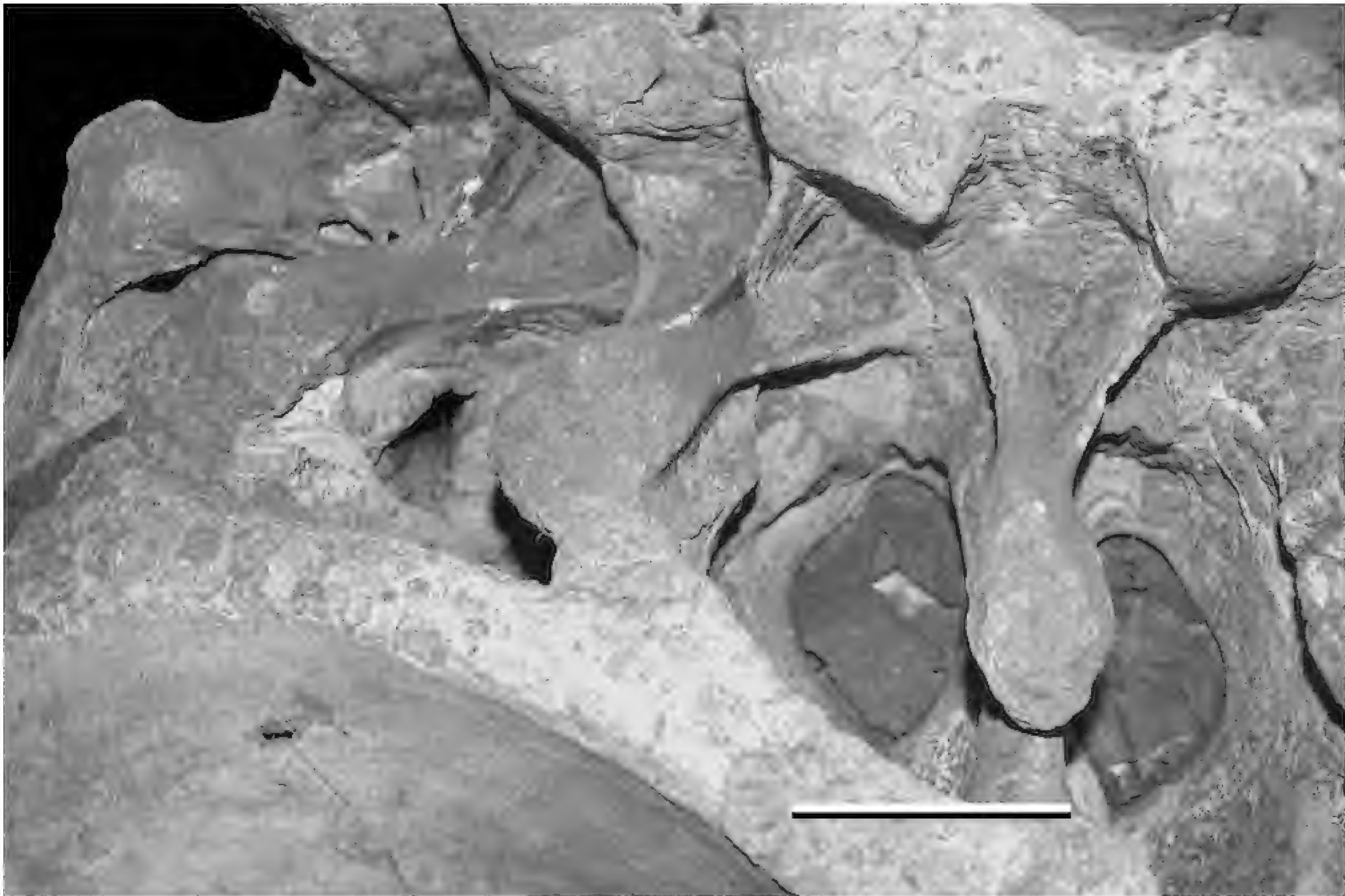


Fig.22- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), detail of the sacrum and left ilium. Scale bar = 100mm.

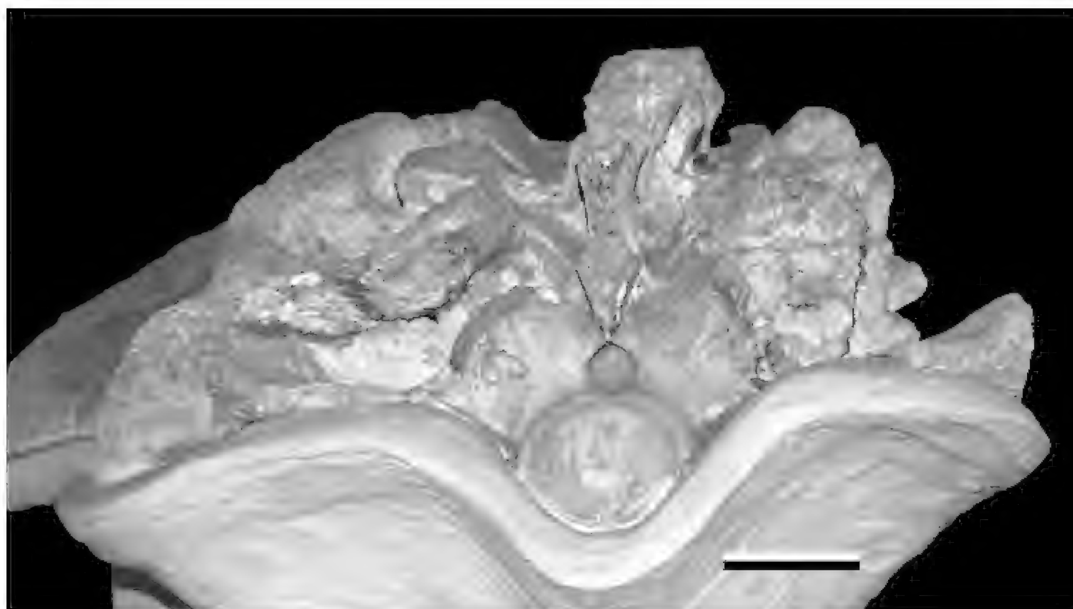


Fig.23- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), pelvis in posterior view. Scale bar = 100mm.

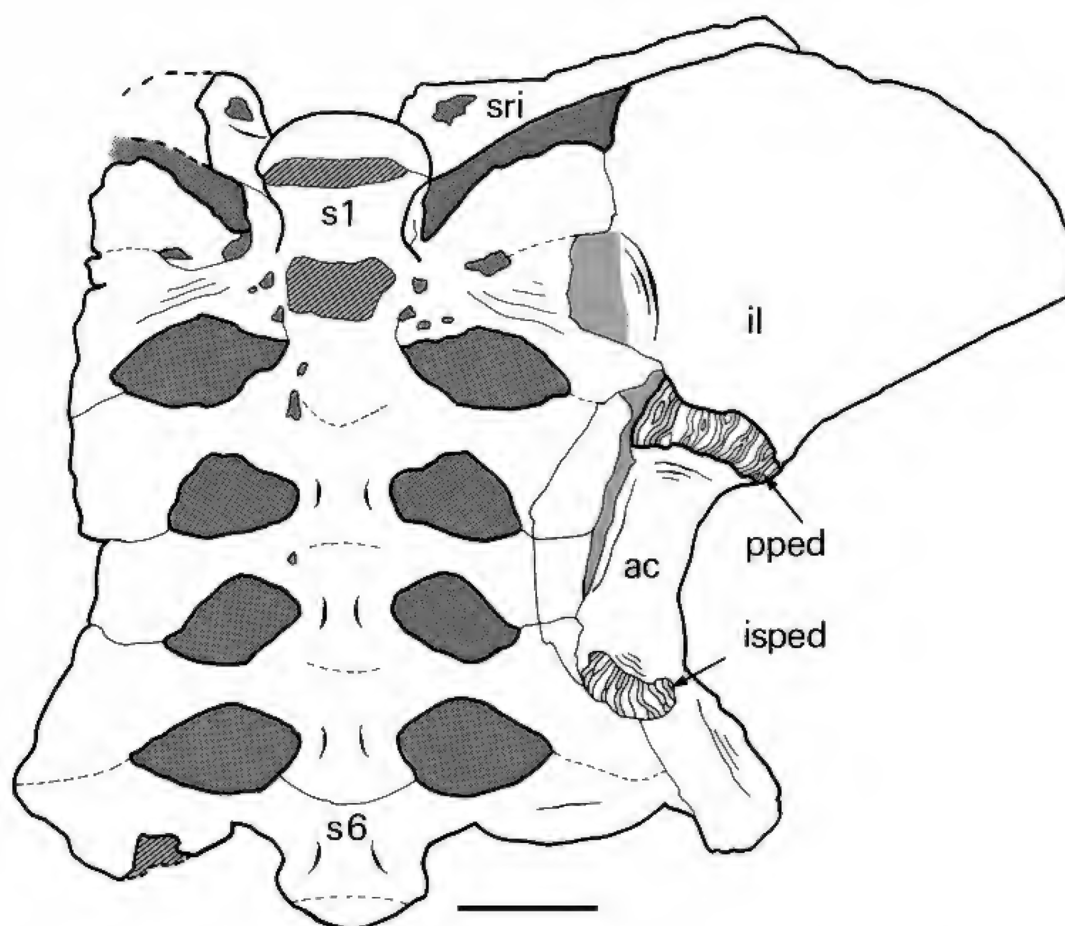


Fig.24- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1488-R), drawing of pelvis in ventral view (from CAMPOS & KELLNER, 1999). Scale bar = 100mm. See text for abbreviations.

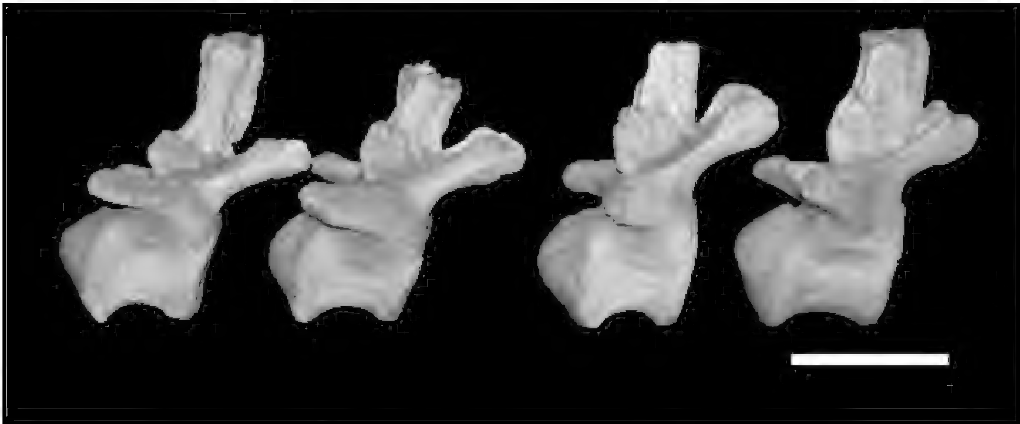


Fig.25- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), anterior caudal vertebrae in right lateral view. Scale bar = 100mm.

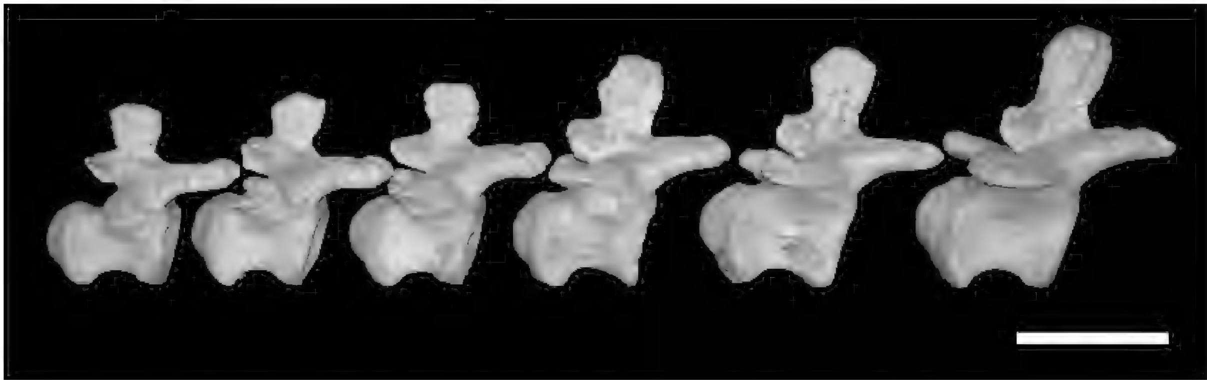


Fig.26- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), middle caudal vertebrae in right lateral view. Scale bar = 100mm.

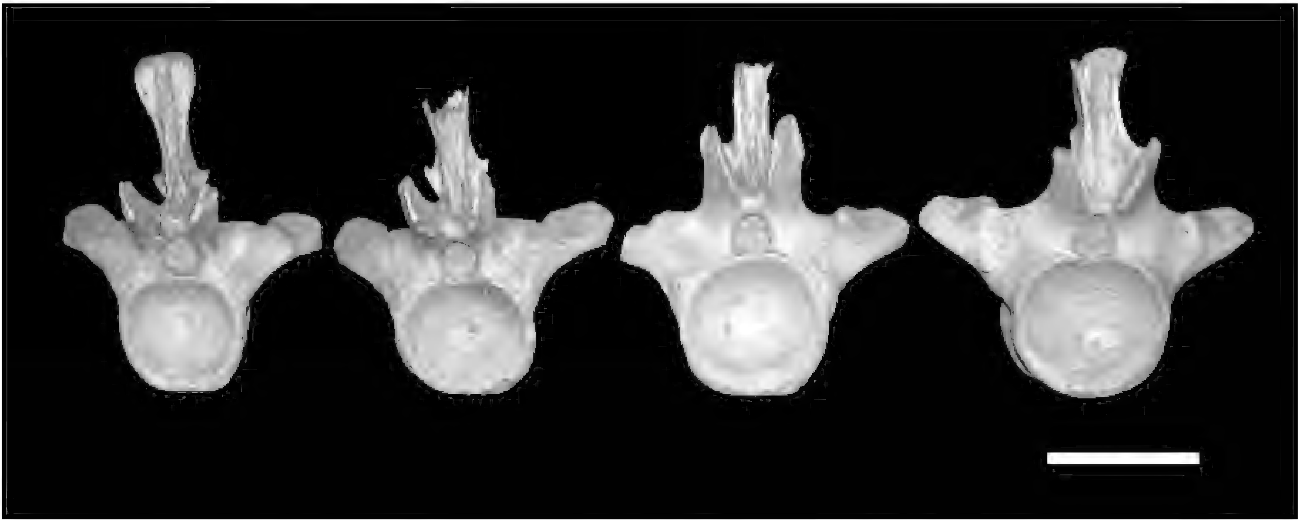


Fig.27- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), anterior caudal vertebrae in anterior view. Scale bar = 100mm.

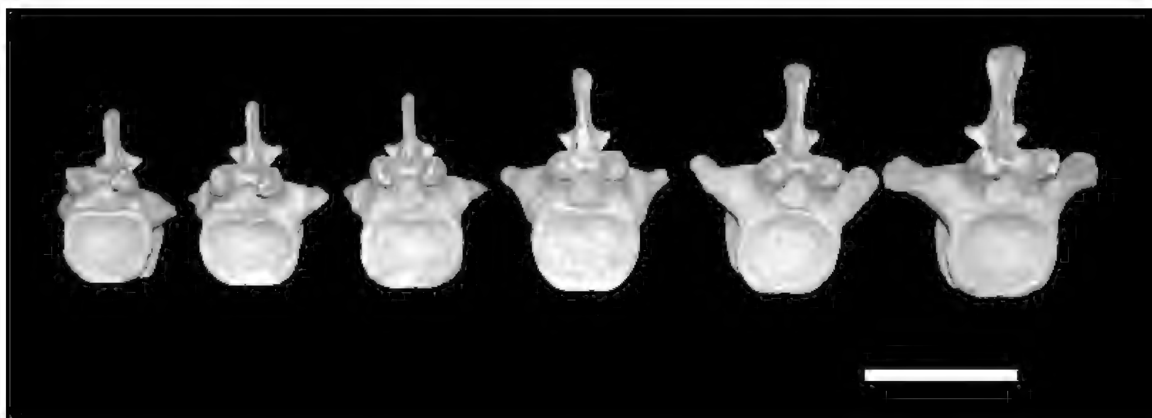


Fig.28- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), middle caudal vertebrae anterior view. Scale bar = 100mm.

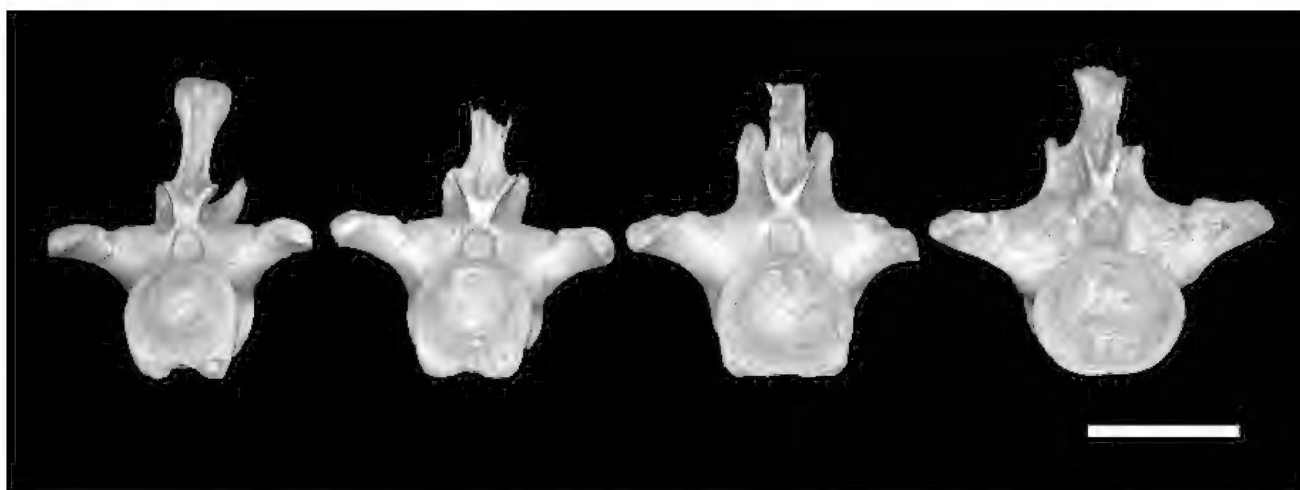


Fig.29- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), anterior caudal vertebrae in posterior view. Scale bar = 100mm.

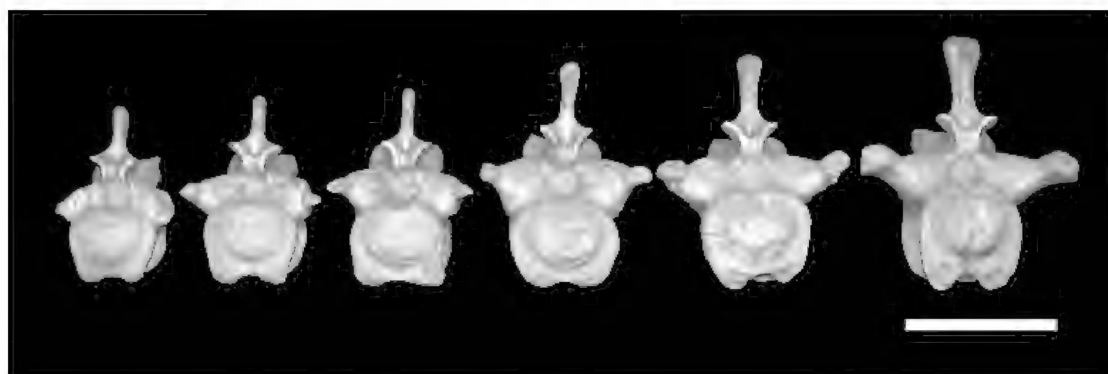


Fig.30- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), middle caudal vertebrae in posterior view. Scale bar = 100mm.

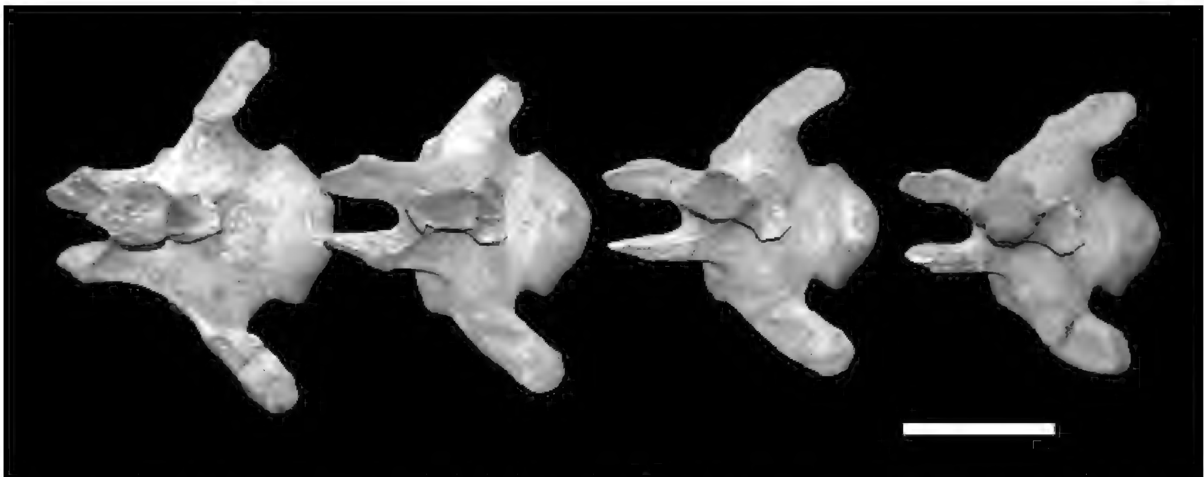


Fig.31- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), anterior caudal vertebrae in dorsal view. Scale bar = 100mm.

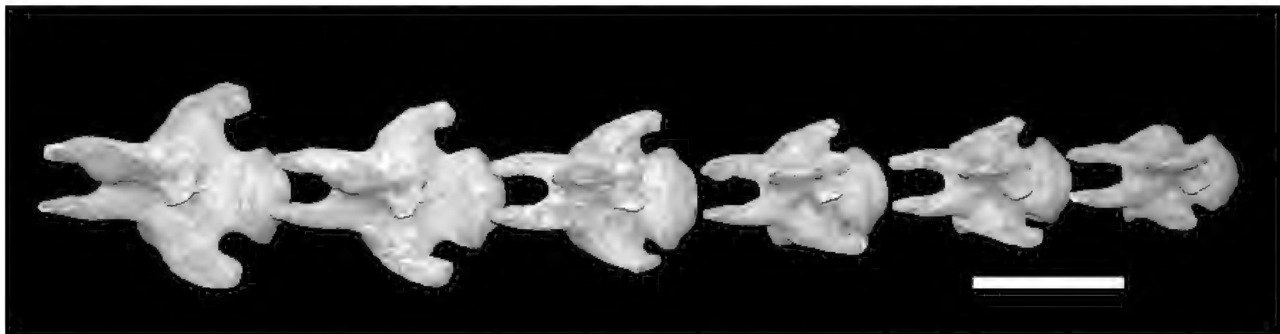


Fig.32- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), middle caudal vertebrae in dorsal view. Scale bar = 100mm.

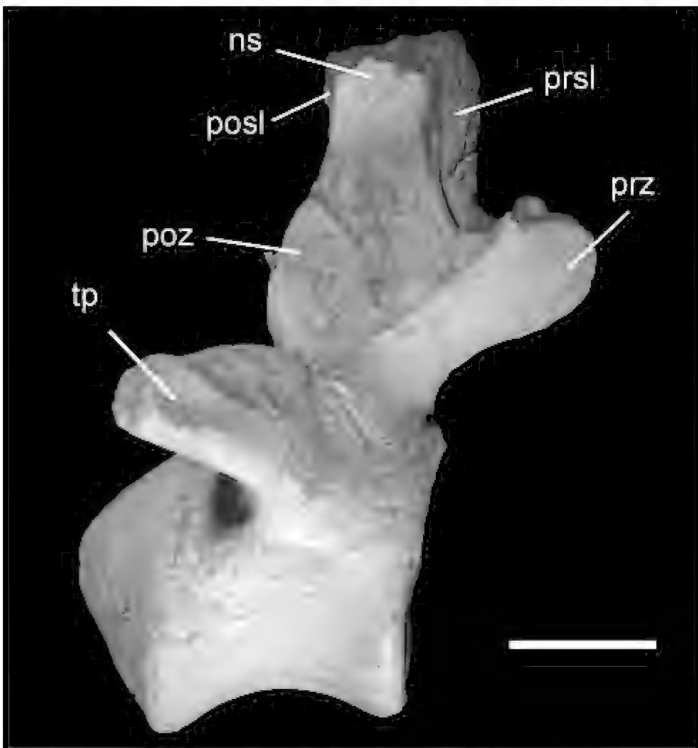


Fig.33- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), possible caudal vertebrae 2 in right lateral view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

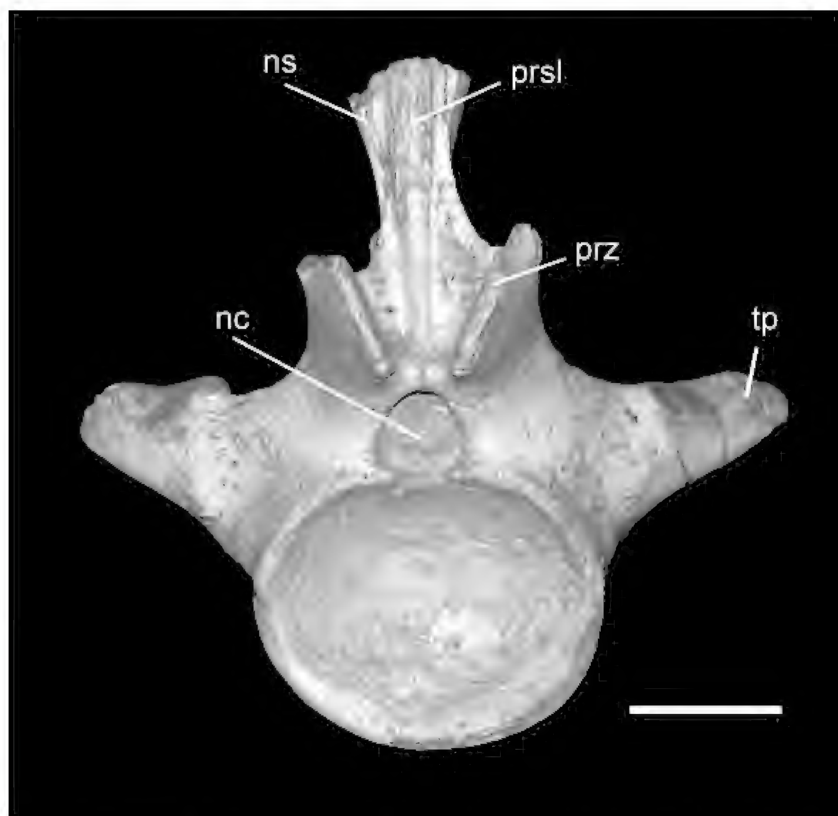


Fig.34- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), possible caudal vertebrae 2 in anterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

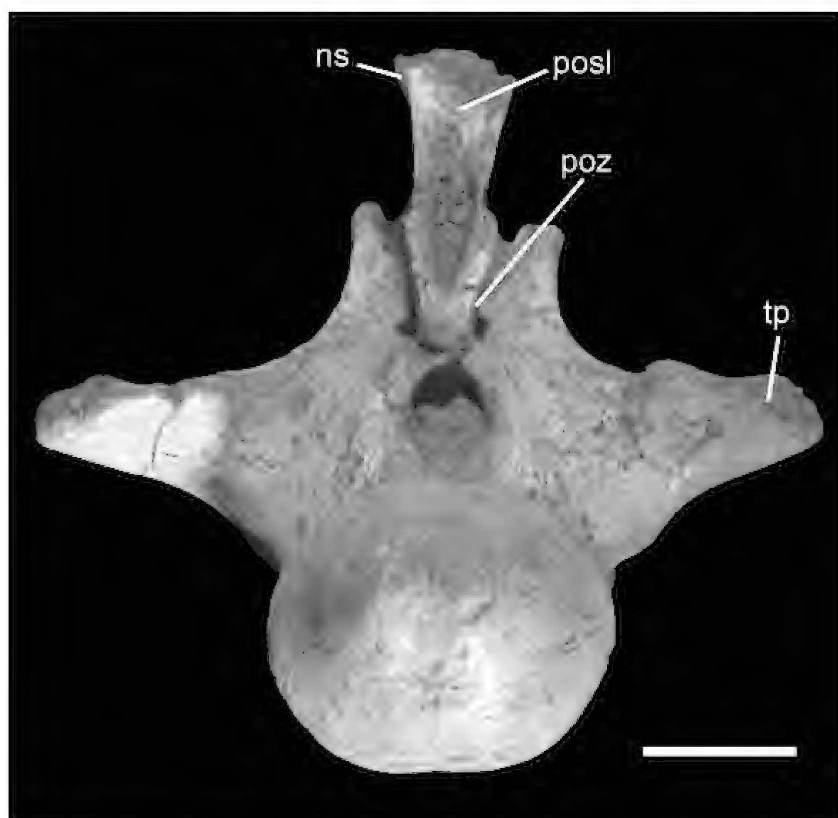


Fig.35- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), possible caudal vertebrae 2 in posterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

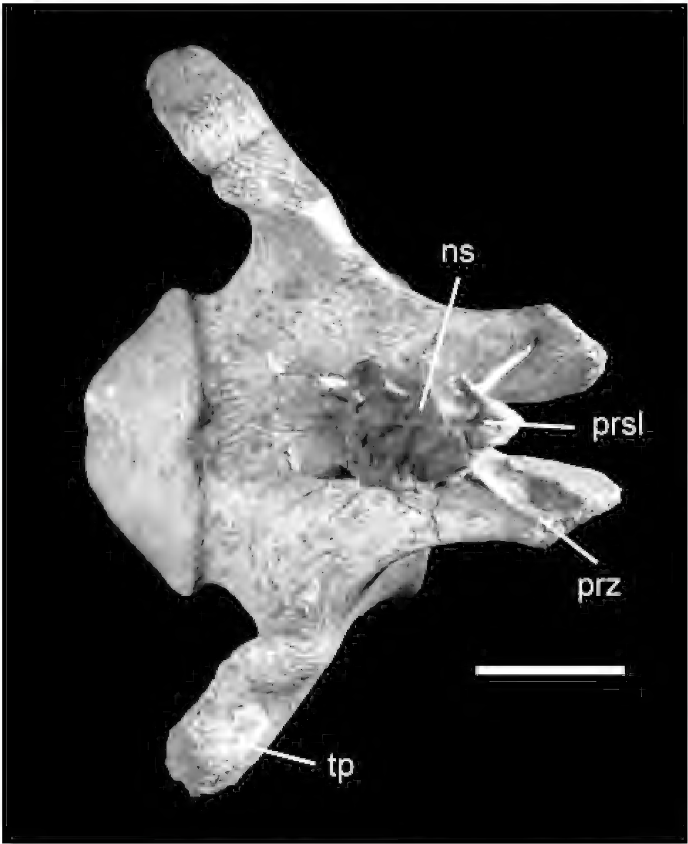


Fig.36- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), possible caudal vertebrae 2 in dorsal view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

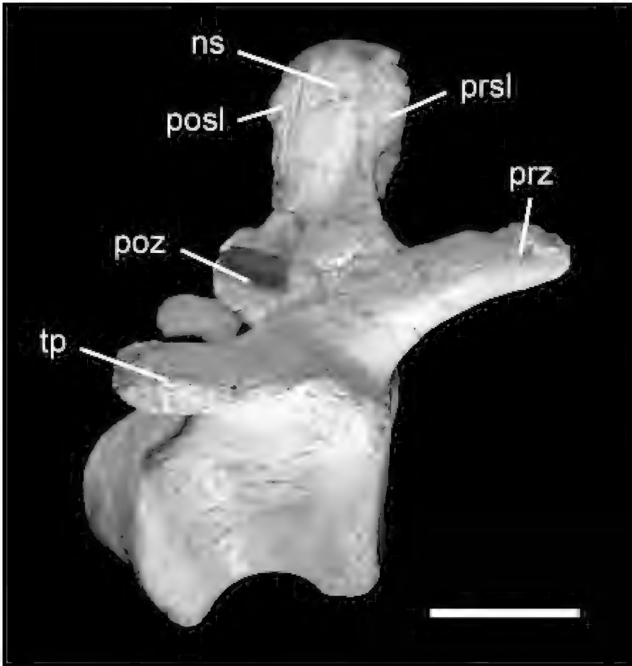


Fig.37- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), possible caudal vertebrae 9 in right lateral view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

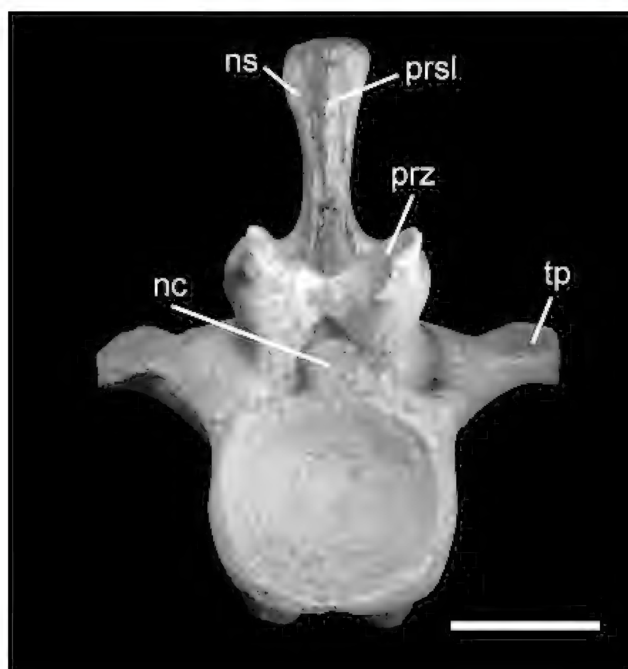


Fig.38- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), possible caudal vertebrae 9 in anterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

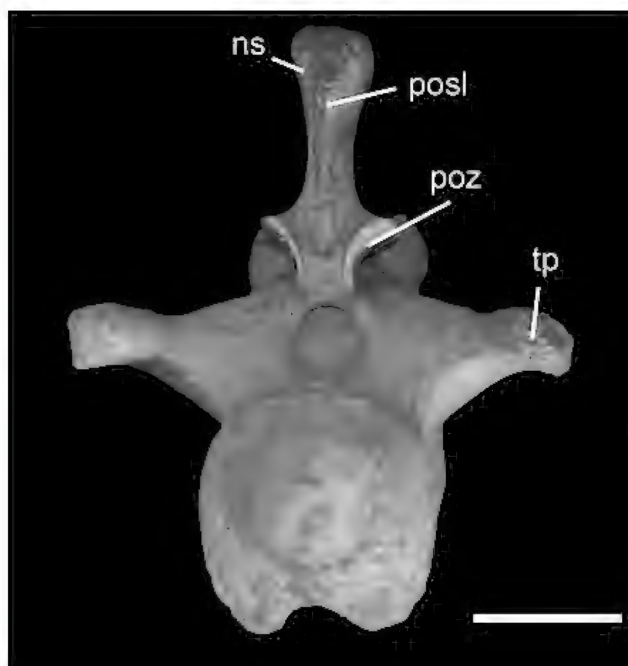


Fig.39- *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. (MCT 1719-R), possible caudal vertebrae 9 in posterior view. Scale bar = 50mm. See text for abbreviations.

DISCUSSION AND CONCLUSION

From the hundreds of sauropod bones found in the Peirópolis region, all attributed to the Titanosauridae (PRICE, 1955; BERTINI, 1993; CAMPOS & KELLNER, 1999), the most important specimens are the informally known "A, B and C Series" (POWELL, 1987; 2003). They consist of an almost complete series of cervical vertebrae and three dorsals (Series A), the last five cervicals, complete dorsal series, sacrum and caudal vertebrae (Series B), and the last sacral and a sequence of 18 articulated caudal vertebrae (Series C, see KELLNER, CAMPOS & TROTTA, 2005, this volume). As pointed out, the "Series B" (here described as *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp.) was already mentioned several times in the literature, even used in phylogenetic studies (e.g., SALGADO, CORIA & CALVO, 1997). Its importance was recognized by Price (in LAMEGO, 1959), who always regarded this specimen representing a new titanosaurid taxon, here named *Trigonosaurus pricei* n.gen., n.sp. Based on comparisons with the cervical sequence also collected in the Peirópolis region (MCT 1487-R) the holotype of this species had an estimated length of about 9.5 meters

While the dorsal vertebrae and the sacrum (with the ilium articulated) were described in some detail (POWELL, 1987; CAMPOS & KELLNER, 1999), the cervical and caudal vertebrae have not received the same attention. POWELL (2003) provided more information on this material, but some are probably mistaken. For example, POWELL (2003:62) presented measurements for 15 caudals of the "Series B", but there are only 10 preserved elements (POWELL, 1987; CAMPOS & KELLNER, 1999). Furthermore, cervical 12 of *Trigonosaurus pricei* was illustrated as belonging to the Series A (POWELL, 2003: pl. 13, fig.12), what is incorrect.

SALGADO, CORIA & CALVO (1997) regarded *Trigonosaurus pricei* as a member of the Titanosauridae, closely related to the Asian *Opisthocoelicaudia skarzynskii*. The sole character shared by those taxa is the absence of a postzygodiapophyseal lamina in the posterior dorsals. However, a close examination indicates that an incipient lamina uniting the postzygapophysis and the diapophysis is observed in dorsals 9 and 10, corresponding to the horizontal lamina of POWELL (2003). In any case, this phylogenetic relationship is somewhat unexpected and has to be further evaluated.

Still regarding the phylogenetic position of *Trigonosaurus pricei*, it is not a member of the more derived titanosaurs (Saltasaurinae) lacking features such as a strongly dorsoventrally flattened centrum of the anterior caudals with centrum significantly wider than high, and the position of the neural spine, with the anterodorsal edge positioned posteriorly relative the anterior border of the postzygapophyses. This new species does not occupy a more basal position within Titanosauria, showing strongly procoelous caudal vertebra in all preserved elements, different from *Andesaurus delgadoi* and *Malawisaurus dixeyi* (CALVO & BONAPARTE, 1991; JACOBS *et al.*, 1993). It also lacks the hyposphene-hypantrum articulation observed in more basal titanosaurids and in *Epachthosaurus sciuttoi* (MARTÍNEZ *et al.*, 2004). The anteriorly displaced neural arch and the anterodorsally projected neural spine of *Trigonosaurus pricei* suggest some affinities with *Aeolosaurus rionegrinus* and *Gondwanatitan faustoi*. However, none of the preserved elements of the new taxon shows the ventral part of the centrum constricted, giving the posterior surface of the centrum a "heart-shaped" appearance.

To conclude, *Trigonosaurus pricei* confirms the supposition that more than one taxon was present in the Caieira Quarry, as pointed out by Price (in LAMEGO, 1959), indicating a higher diversity of titanosaurids in Brazil during the Cretaceous, presently represented by only two taxa - *Gondwanatitan faustoi* and MCT 1490-R (KELLNER, CAMPOS & TROTTA, 2005, this volume).

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank the following individuals and respective institutions, for assistance and access to specimens under their care: José F. Bonaparte (Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires), Jaime E. Powell (Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán), and Marcelo Reguero (Museo de La Plata). We would also like to thank Otávio da Silva Santos and Luiz Júlio da Silva, former preparators at the Departamento Nacional de Produção Mineral, for the excellent work done on the this specimen.

We have benefited from discussions with several colleagues, particularly Jaime E. Powell (Universidad Nacional de Tucumán), Jorge Calvo (Universidad Nacional del Comahue) and Marcelo N.F. Trotta (Museu Nacional). Vanessa Dorneles Machado,

Maurílio Oliveira and Uiara Gomes Cabral (Museu Nacional) are thanked for preparing some of the photos that illustrate this paper. We would also like to thank Marcelo N.F. Trotta and Juliana Manso Sayão (Museu Nacional) for reviewing earlier versions of this paper. This project was partially funded by CNPq (grants to D.A.Campos and A.W.A. Kellner), FAPERJ (grant #E-26/152.442/2002-2005 to A.W.A.Kellner) and FAPESP (grant #02/00574-2 to R. M. Santucci).

LITERATURE CITED

BERTINI, R.J., 1993. **Paleobiologia do Grupo Bauru, Cretáceo Superior continental da Bacia do Paraná, com ênfase em sua fauna de amniotas**. Rio de Janeiro, 493 p. Tese de Doutoramento - Universidade Federal do Rio de Janeiro.

BERTINI, R.J., MARSHALL, L.G., GAYET, M. & BRITO, P., 1993. Vertebrate faunas from the Adamantina anda Marília Formations (Upper Bauru Group, Late Cretaceous, Brazil) in their stratigraphic and paleobiogeographic context. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie Abhandlung,** Stuttgart, **188**(1):71-101.

BORSUK-BIALYNICKA, M., 1977. A New camarasaurid sauropod *Opisthocoelicaudia skarzynskii* gen. n.sp. n. from the Upper Cretaceous of Mongolia. **Palaeontologia Polonica**, Warszava, **37**:5-64.

CALVO, J.O. & BONAPARTE J.F., 1991. *Andesaurus delgadoi* gen. et sp. nov. (Saurischia, Sauropoda), dinosaurio Titanosauridae de la formación Rio Limay (Albiano - Cenomaniano), Neuquén, Argentina. **Ameghiniana,** Buenos Aires, **28** (3-4):303-310.

CALVO, J.O. & GONZÁLEZ RIGA, B.J., 2003. *Rinconsaurus caudamirus* gen. et sp. nov., a new titanosaurid (Dinosauria, Sauropoda) from the Late Cretaceous of Patagonia, Argentina. **Revista Geológica de Chile,** Santiago, **30** (2):333-353.

CAMPOS, D.A. & KELLNER, A.W.A., 1999. On some sauropod (Titanosauridae) pelves from the continental Cretaceous of Brazil. In: TOMIDA, Y., RICH, T.H. & VICKERS-RICH, P. (Eds.). **Proceedings of the Second Gondwanan Dinosaur Symposium**. Tokyo: National Sciences Museum Monographs, **15**:143-166.

CORIA, R., KELLNER, A.W.A., MOLNAR, R.E., JACOBS, L.L., SERENO, P., UEMURA, K., ONO, H. & TOMIDA, Y., 1998. Dinosaurs of Gondwana. **The Yomiuri Shimbun**, Toquio. 104p. (in Japanese).

GILMORE, C.W., 1946. Reptilian fauna of the North Horn Formations of Central Utah. **Professional Papers. United States Geological Survey**, Washington, **210-C**:29-53.

GOBBO-RODRIGUES, S.R., PETRI, S. & BERTINI, R.J., 1999. Ocorrências de ostrácodes na Formação Araçatuba do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos – Parte II: Família Limnocytheridae. **Revista da Universidade de Guarulhos (Sér. Geociências)**, Guarulhos, **4**(6):5-11.

JACOBS, L.L.;WINKLER, D.A.; DOWNS, W.R.; GOMANI, E.M., 1993. New material of an Early Cretaceous titanosaurid sauropod dinosaur from Malawi. **Palaeontology**, London, **36**(3):523-534.

JAIN, S.L. & BANDYOPADHYAY, S., 1997. New titanosaurid (Dinosauria: Sauropoda) from the Late Cretaceous of Central India. **Journal of Vertebrate Paleontology**, Northbrook, **17**(1):114-136.

KELLNER, A.W.A., 1998. Panorama e perspectiva do estudo de répteis fósseis no Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **70**(3):647-676.

KELLNER, A.W.A. & AZEVEDO, S.A.K., 1999. A new sauropod dinosaur (Titanosauria) from the Late Cretaceous of Brazil. In: GONDWANAN DINOSAUR SYMPOSIUM, 2, Tokyo. **Proceedings...**, TOMIDA, Y., RICH, T.H. & VICKERS-RICH, P. (Eds.) Tokyo: National Sciences Museum Monographs. p.111-142 (Monograph n.15).

KELLNER, A.W.A. & CAMPOS, D.A., 2000. Brief review of dinosaur studies and perspectives in Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **72**(4):509-538.

KELLNER, A.W.A.; CAMPOS, D.A. & TROTTA, M.N.F., 2005. Description of a titanosaurid caudal series from the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, **63**(3):529-564.

LAMEGO, A. R., 1959. **Relatório Anual do Diretor, Ano de 1958**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Serviço Gráfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 200p.

MARTINEZ, R.D.; GIMÉNEZ, O.; RODRIGUEZ, J.; LUNA, M. & LAMANNA, M.C., 2004. An articulated specimen of the basal titanosaurian (Dinosauria: Sauropoda) *Epachthosaurus sciuttoi* from the Early Late Cretaceous Bajo Barreal Formation of Chubut Province, Argentina. **Journal of Vertebrate Paleontology**, Northbrook, **19**(4):639-653.

POWELL, J.E., 1987. Morfologia del esqueleto axial de los dinosaurios titanosauridos (Saurichia, Sauropoda) del Estado de Minas Gerais, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10. Rio de Janeiro, **Anais...**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Paleontologia, v. 1: 155-171.

POWELL, J.E., 2003. Revision of South American titanosaurid dinosaurs: palaeobiological, palaeobiogeographical, and phylogenetic aspects. **Records of the Queen Victoria Museum**, Launceston, **111**:1-173.

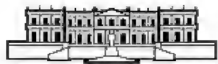
PRICE, L.I., 1955. Novos crocodilídeos dos arenitos da Série Baurú, Cretáceo do Estado de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **27**(4):487-498.

SALGADO, L., 1996. *Pellegrinisaurus powelli* nov.gen. et sp. (Sauropoda, Titanosauridae) from the upper Cretaceous of Lago Pellegrini, Northwestern Patagonia, Argentina. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **33**(4):355-365.

SALGADO, L.; CORIA, R.A. & CALVO, J.O., 1997. Evolution of titanosaurid sauropods I: Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. **Ameghiniana**, Buenos Aires, **34**(1):3-32.

WILSON, J.A., 1999. A nomenclature for vertebral laminae in Sauropods and other saurischian dinosaurs. **Journal of Vertebrate Paleontology**, Northbrook, **19**(4):639-653.

WILSON, J.A. & UPCHURCH, P., 2003. A revision of *Titanosaurus* Lydekker (Dinosauria - Sauropoda), the first dinosaur genus with a Gondwanan distribution. **Journal of Systematic Paleontology**, London, **1**(3):125-160.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.595-598, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

PRIMEIRO REGISTRO PLEISTOCÊNICO DE *PTERONURA BRASILIENSIS* (GMELIN, 1788) (CARNIVORA, MUSTELIDAE) [1]

(Com 3 figuras)

CÁSTOR CARTELLE [2]
SUZANA HIROOKA [3]

RESUMO: É feita sucinta caracterização de material de *Pteronura brasiliensis* que é o primeiro registro da espécie em sedimentos pleistocênicos. O achado ocorreu na Gruta do Curupira, Município de Rosário do Oeste, no Estado do Mato Grosso. Com esta, são cinco as espécies de mustelídeos brasileiros com registro fóssil do Pleistoceno final.

Palavras chave: Mustelídeos. *Pteronura brasiliensis*. Pleistoceno final. Mato Grosso.

ABSTRACT: The first record of *Pteronura brasiliensis* (Gmelin, 1788) (Carnivora, Mustelidae) from the Pleistocene. A brief description of the first *Pteronura brasiliensis* material found in the Pleistocene sediments was undertaken. The material was found in Curupira cave in the Municipality of Rosário do Oeste, State of Mato Grosso, Brazil. There are now five species of Brazilian mustelids with a fossil occurrence registered in the late Pleistocene.

Key words: Mustelids. *Pteronura brasiliensis*. Late Pleistocene. Mato Grosso.

INTRODUÇÃO

Os achados pleistocênicos de mustelídeos que ocorreram no Brasil pertencem às espécies *Eira barbara* (Linnaeus, 1758), *Conepatus semistriatus* (Boddaert, 1784), *Galittis vittata* (Schereber, 1776) e *Lontra longicaudis* (Olfers, 1818). Todas têm ocorrência em Minas Gerais e as duas primeiras, também na Bahia (WINGE, 1895-6; CARTELLE, 1992, 1995).

Especial referência merece *Pteronura brasiliensis* (Gmelin, 1788). Em 1841, Peter Lund realizou descoberta de grande importância na Lapa do Sumidouro, região de Lagoa Santa (MG): fósseis associados de espécies recentes, extintas e de humanos foram coletados por ele na mesma camada sedimentar.

LUND (1842) descreveu esses achados e neles identificou peças semelhantes às da espécie vivente da região "*Lutra brasiliensis* Linnaeus". A espécie foi incluída na listagem de fósseis encontrados por ele na região de Lagoa Santa e que colocava em cada trabalho que publicava. Esses fósseis foram registrados no catálogo manuscrito de Lund como sendo de "*Lutra* aff. *Brasiliensis*".

Paula Couto (*in* LUND,1950) identificou "*Lutra brasiliensis* Linnaeus" como sendo sinônimo de "*Pteronura brasiliensis* Linnaeus". WINGE (1895-6) explicitou que dos Carnivora recentes que Lund registrara para Lagoa Santa havia o registro fóssil de todos, exceto para *Procyon cancrivorus* (Cuvier, 1798) e "*Lutra brasiliensis* Zimmermann". Também observou que a denominação usada por Lund "*Lutra brasiliensis* Linnaeus" correspondia a "*Lutra platensis*", a lontra brasileira, enquanto que a denominação "*Lutra brasiliensis* Zimmermann" refere-se a *P. brasiliensis*, a ariranha. Fez notar, ainda, que desta espécie Lund só conhecera uma pele que remeteu para a Dinamarca uma vez que de *P. brasiliensis* "nenhum osso foi achado na terra" por Lund. WINGE (1895-6), que estudou ampla e minuciosamente o material que Lund coletara em Lagoa Santa (MG), nada referiu a ariranha. O registro da espécie como fóssil do Pleistoceno final da região de Lagoa Santa que alguns autores fizeram (MARSHALL *et al.*, 1984), não ocorreu.

PROCEDÊNCIA

Poucos são os registros de mamíferos pleistocênicos para o Estado do Mato Grosso. LEME (1911) referiu "ossos de mamífero" encontrados no Município de

[1] Submetido em 16 de abril de 2004. Aceito em 22 de julho de 2005.
[2] Museu da Pontifícia Universidade Católica - MG. Av. Dom José Gaspar, 500, 30535-610, Belo Horizonte, MG, Brasil. E-mail: cartelle@pucminas.br.
[3] Instituto ECOSS. Av. Beira Rio, 2000, 78070-200, Brasil. E-mail: ecoss@zaz.com.br.

Cáceres. OLIVEIRA (1915) registrou o achado de ossadas fósseis de animais de grande tamanho na localidade de Flechas. ARRUDA (1938) assinalou a existência de fósseis às margens de rio, também em Cáceres. VIALOU *et al.* (1995) identificaram uns poucos restos de preguiça terrícola como *Glossotherium* aff. *Glossotherium lettsomi* Owen coletados no sítio arqueológico de Santa Elina, Município de Rosário do Oeste.

Os fósseis aqui estudados foram encontrados na Gruta do Curupira, localizada no Município de Rosário do Oeste, associados a restos de espécies atuais e extintas (Fig.1). Dentre estas foram identificadas *Eremotherium laurillardi* (Lund), *Glossotherium* sp., *Catonyx cuvieri* (Lund), *Pampatherium humboldti* (Lund) e *Propraopus punctatus* (Lund), espécies também registradas em outras jazidas brasileiras do final do Pleistoceno. A coleta dos fósseis, realizada por um de nós (SH), foi feita com grande rigor estratigráfico o que permite a segura afirmação da sincronia do material recolhido.

SISTEMÁTICA

Ordem Carnivora Bowdich, 1821
Família Mustelidae Fisher, 1817
Subfamília Lutrinae Bonaparte, 1838
Gênero *Pteronura* Gray, 1837
Pteronura brasiliensis (Gmelin, 1788)

MATERIAL E DESCRIÇÃO

Dois caninos superiores (CC-863 esquerdo e CC-718 direito). M^1 direito (CC 602). Úmero esquerdo (CC-151). Usamos para comparação os espécimes atuais MCN-M 25 e MCN-M 47, ambos da coleção osteológica do Museu de Ciências Naturais da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais. O material fóssil encontra-se depositado na Universidade Federal do Mato Grosso.

Os caninos superiores têm possante raiz e na base da coroa, cíngulo raso percebendo-se nas faces mesial e distal da mesma finas cristas longitudinais. Medidas do dente são fornecidas na tabela 1 (B).

O primeiro molar superior direito (Fig.2) tem três raízes sendo a lingual mais robusta do que as vestibulares. Como em outras espécies da família, este dente tem maior largura (vestíbulo-lingual) do que comprimento (mesio-distal) assim como cíngulo bem marcado no perímetro basal da coroa. Na face oclusal, o protocone é o acidente de menor projeção e consiste em crista afilada com formato de crescente. Para- e metacones são também cortantes e alinham-se em planos paralelos ao mediano do dente. Entre estas cúspides, as duas vestibulares e a lingual, situa-se amplo vale onde se encaixava o talonido do quarto pré-molar inferior. Medidas do dente são fornecidas na tabela 1 (C).

No úmero esquerdo (Fig. 3) estão destruídas porções dos tubérculos maior e menor. Longitudinalmente é convexo cranialmente. O forame supracondiloideo

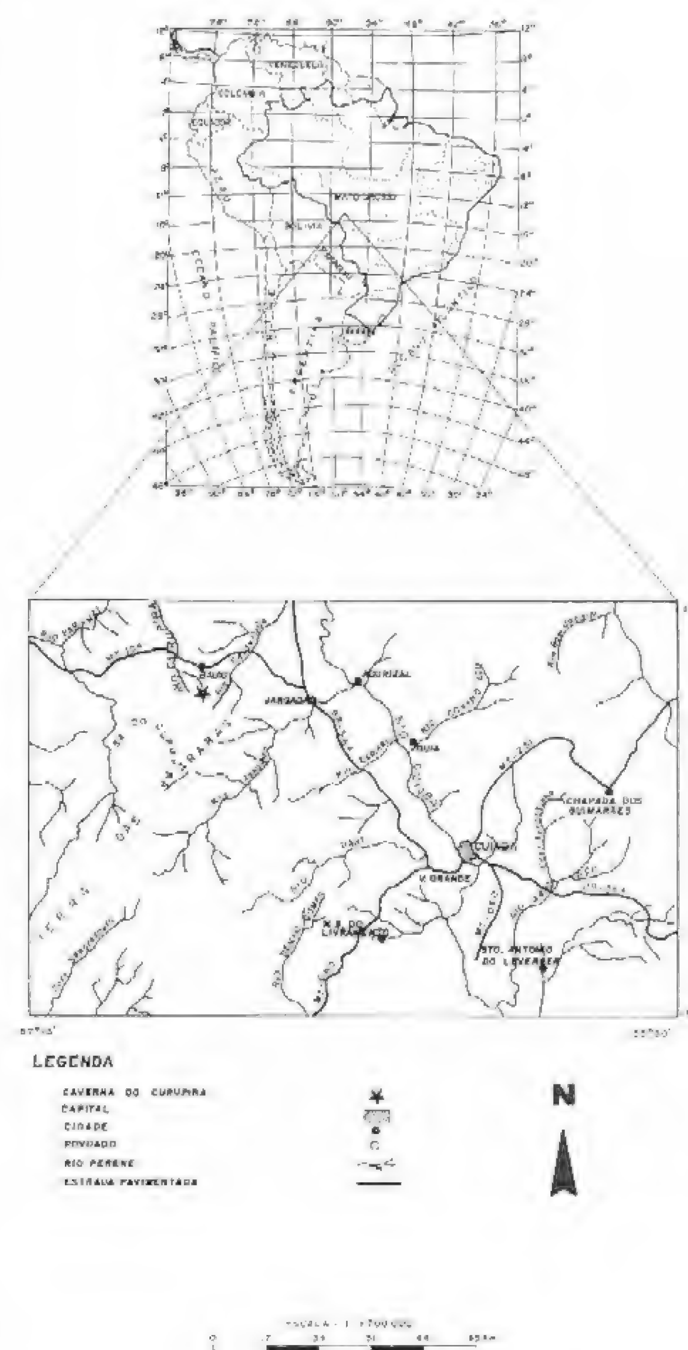


Fig.1- Localização da Gruta do Curupira, Município de Rosário do Oeste, Mato Grosso.

tem formato oval com seis milímetros de diâmetro maior. Tanto as cristas deltóide quanto a supinatória são robustas. Morfologicamente não há diferenças entre a peça fóssil e as de animais recentes com as quais a comparamos. Medidas da peça são fornecidas na tabela 1 (A).

DISCUSSÃO

Como anteriormente justificamos, é este o primeiro registro de *P. brasiliensis*. A raridade dos achados pleistocênicos da espécie poderia atribuir-se a duas possibilidades: a de ocorrer populações com reduzido número de indivíduos; ou, mais plausível, a de ser espécie com excepcional adaptação à vida aqüícola. CARTELLE (1999) defende a hipótese de que a maioria dos fósseis intertropicais brasileiros da fauna pleistocênica, coletados em ambiente de caverna, foram carreados para lá por enchentes esporádicas do final desse período temporal. As inundações provocadas pela pluviosidade tiveram graves conseqüências para mamíferos não adaptados à água. Arrastados pelas correntezas, foram transportados para o interior de grutas por rios que as cruzavam, lá sendo depositados. As ariranhas, nessas circunstâncias, estavam capacitadas para minimizar os efeitos das enchentes que levaram outras espécies não tão bem adaptadas à vida aqüícola à morte.

TABELA 1. Medidas comparativas.

A) Úmero esquerdo	CC-151	MCN-M25
Comprimento máximo	104	109
Largura transversa no meio do corpo	10	11
Largura máxima transversa proximal	28*	35
Largura transversa máxima distal	35	38
Espessura da tróclea	16	17
Comprimento transverso da tróclea	20	21
B) Canino superior direito	CC-938	MCN- M25
Comprimento mesio-distal na base da coroa	9.0	8,5
Comprimento linguo-vestibular na base da coroa 7,6	6,8	
C) M^1 direito	CC-602	MCN- M25
Comprimento mesio-distal (face vest.)	12,6	11,0
Comprimento mesio-distal (face ling.)	10.0	9.0
Largura línguo-vestibular (face mesial)	18.0	17.0

Obs.: Medidas em mm; (*) calculada.



Fig.2- Primeiro molar superior direito de *Pteronura brasiliensis*. Vista oclusal. (A) espécime atual MCN-M 25; (B) espécime fóssil CC 602. Na escala, cada traço equivale a 1cm.



Fig.3- Úmero esquerdo de *Pteronura brasiliensis*. Vista cranial. (A) espécime atual MCN-M 25; (B) espécime fóssil CC 151. Na escala, cada traço equivale a 1cm.

REFERÊNCIAS

ARRUDA, G.P., 1938. **Um trecho do Oeste brasileiro: São Luiz de Cáceres, Matto Grosso**. S/D. Rio de Janeiro. 222p.

CARTELLE C., 1992. **Os Edentata e megamamíferos herbívoros da Toca dos Ossos (Ourolândia. BA)**, Belo Horizonte. 700p. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Morfologia. Universidade Federal de Minas Gerais.

CARTELLE, C., 1995. **A fauna local de mamíferos da Toca da Boa Vista (Campo Formoso, BA)**. Belo Horizonte. 131p. Tese apresentada para o Concurso de Professor Titular. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais.

CARTELLE, C., 1999. Pleistocene mammals of the Cerrado and Caatinga of Brazil. In: EISENBERG J. & REFFORD K.H. (Ed.) **Mammals of the Neotropics**. v.3. Chicago: The University of Chicago Press. p.27-46.

LEME, A.B.P., 1911. **Mineralogia e Geologia**. Rio de Janeiro: Papelaria L. Macedo. Comissão de linhas telegráphicas estratégicas de Matto Grosso e Amazonas. Anexo 5, publicação 18.

LUND, P.W., 1842. Blik paa Brasiliens Dyreverden F. Sidste Jordomvaeltning. **Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskbas Naturvidenskabelige og Mathematiske Aflandlinger**, Kjöbenhavn, **9**:137-208.

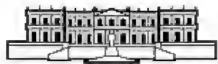
LUND, P.W., 1950. **Memórias sobre a paleontologia brasileira revistas e comentadas por Carlos de Paula Couto**. Rio de Janeiro: Instituto Nacional do Livro. 591p.

MARSHALL, L.G.; BERTA, A.; HOFFSTETTER, R.; PASCUAL, R.; REIG, O.A.; BOMBIM, M. & MONES, A., 1984. Mammals and stratigraphy: geocronology of the continental mammal-bearing Quaternary of South America. **Paleovertebrata**. Memoire extraordinaire, Montpellier. p.1-76.

OLIVEIRA, E.P., 1915. **Geologia: Reconhecimento Geológico do Noroeste de Matto Grosso**. Expedição scientífica Roosevelt-Rondon. Rio de Janeiro. Comissão de linhas telegráphicas estratégicas de Matto Grosso ao Amazonas. Annexo 1, Publicação 50. 82p.

VIALOU, A.; AUBRY T.; BENABDELHARDI, M.; CARTELLE, C.; FIGUTY, L.; FONTUGNE, M.; SOLARI, M. & VIALOU, D., 1995. Decouverte de Mylodontinae dans um habitat préhistorique daté du Mato Grosso (Brésil): l´abri rupestre de Santa Elina. **Comptes Rendues de la Académie des Sciences**, Paris, **320**:655-661.

WINGE, H., 1895-6. Jorfundne of nulevende Aber (Primates) Rovdyr (Carnivora) fra Lagoa Santa, Minas Geraes, Brasilien. **E Museo Lundii**, Kjöbenhavn, **2**(2):1-187.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.599-618, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

VARIAÇÃO ONTOGENÉTICA E SEXUAL EM CARACTERES CRANIANOS DE *KERODON RUPESTRIS* WIED, 1820 (RODENTIA: CAVIIDAE) [1]

(Com 8 figuras)

GISELE LESSA [2]
LEILA MARIA PESSÔA [3]

RESUMO: *Kerodon rupestris* tem sido considerada uma espécie monotípica incluída na família Caviidae com a característica exclusiva do pronunciado alongamento rostral. A espécie tem sido encontrada desde o Pleistoceno ocorrendo em ambientes exclusivamente rochosos da região semi-árida brasileira. Caracteres cranianos qualitativos e quantitativos foram investigados ao longo da ontogenia em uma amostra de 188 indivíduos de *Kerodon rupestris* provenientes de Campos Sales (CE), e em 16 espécimes coletados em grutas calcárias do noroeste do Estado da Bahia, encontrados associados a mastofauna pleistocênica. O padrão de fusão das suturas, o desenvolvimento de processos paraoccipitais e o estado dos forâmens foram úteis na definição de cinco classes etárias. Este critério de idade desenvolvido para as espécies recentes foi aplicado com sucesso para estimar as idades relativas dos 16 indivíduos provenientes das grutas da Bahia. Duas classes de idades adultas foram identificadas na amostra das grutas, independente das diferenças de origens geográficas e estratigráficas. Vinte e duas distâncias entre marcos anatômicos cranianos homólogos foram analisadas usando métodos estatísticos descritivo e de variância (ANOVA), além do componente principal, que indicaram separação significativa entre as diferentes classes de idade e, como esperado, um crescente aumento de tamanho entre as classes de um a cinco. Os espécimens das grutas, se relacionados com as classes de recentes equivalentes, foram maiores em média em 21 dos 22 caracteres medidos. A análise canônica discriminante independente do tamanho para a variação sexual dentro da população revelou que os indivíduos machos são em média maiores do que as fêmeas, ocorrendo grande área de sobreposição entre os sexos no espaço multivariado de caracteres.

Palavras-chave: *Kerodon rupestris*. Variação Intrapopulacional. Ontogenia. Caracteres Cranianos. Variação Sexual.

ABSTRACT: Ontogenetic and sexual variation in cranial characters of *Kerodon rupestris* Wied, 1820 (Rodentia, Caviidae).

Kerodon rupestris has been considered as a monospecific species within Caviidae, which can be easily diagnosed by the outstanding, forward projected orofacial region of the skull. This species has been found since Pleistocene until the Recent inhabiting exposed granitic islands in the semi-arid region of northeastern Brazil. Qualitative and quantitative cranial characters were investigated along ontogeny of 188 individuals from Campos Sales, in Ceará State, and on 16 specimens found in association to Pleistocene fauna in limestone caves in Bahia State. Patterns of suture fusion, development of cranial processes, and foramina condition allow the determination of five age classes. The age criterion, developed for recent specimens, was applied to estimate relative ages of 16 individuals collected in the caves. Despite differences in geographic and stratigraphic origins, two ages classes of cave's adults were revealed. Twenty-two distances between cranial anatomical landmarks analyzed using descriptive statistics, analysis of variance (ANOVA), and principal component showed significant discrimination among age classes. As expected, a crescent grown between classes was detected. When compared with the same age classes of recent specimens,

[1] Submetido em 16 de abril de 2004. Aceito em 24 de agosto de 2005.
[2] Museu de Zoologia João Moojen de Oliveira/DBA - Universidade Federal de Viçosa, Departamento de Biologia Animal. Campus Universitário, s/n°, Centro, 36570-000, Viçosa, MG, Brasil. E-mail: gislessa@yahoo.com.br.
Museu Nacional/UFRJ, Programa de Pós-Graduação em Ciências Biológicas/Zoologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[3] Universidade Federal do Rio de Janeiro/IB, Departamento de Zoologia. Ilha do Fundão, 21941-590, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: pessoa@acd.ufrj.br.
Bolsista do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

the cave's individuals were largest in 21of 22 characters measured. Sexual variation was investigated by size free discriminant analyses and the results show that males are larger than females. Sexes have a great common area in the morphological space.

Key words: *Kerodon rupestris*. Intrapopulational Variation. Ontogeny. Cranial characters. Sexual variation.

INTRODUÇÃO

A família Caviidae Gray, 1821 é constituída de cinco gêneros e 17 espécies recentes, distribuídas na América do Sul desde a Venezuela até a Argentina (MOOJEN, 1952; WOODS, 1993; CHEREM *et al.*, 1999). CABRERA (1961) reconheceu duas subfamílias: Caviinae Gray, 1821 que inclui *Galea* Meyen, 1831, *Cavia* Pallas, 1766, *Kerodon* Cuvier, 1825, e *Microcavia* Gervais & Ameghino, 1880; e Dolichotinae Pocock, 1922 que inclui *Dolichotis* Desmarest, 1820. Os caviídeos são um dos grupos mais amplamente distribuídos dentro da subordem Hystricognathi, embora a sua ocupação na parte central da América do Sul não seja bem conhecida (MARES & OJEDA, 1982).Três gêneros de caviídeos ocorrem no Brasil: *Cavia*, *Galea* e *Kerodon*, totalizando oito espécies conhecidas até o momento (MOOJEN, 1952; WOODS, 1993; CHEREM *et al.*, 1999).

No gênero *Kerodon*, duas espécies são atualmente reconhecidas: *K. rupestris* (Wied, 1820) que ocorre desde o Pleistoceno (ROBERTS *et al.*, 1984; GUIDON *et al.*, 1993; LESSA *et al.*, 1998) até o Recente, habitando afloramentos rochosos da região semi-árida brasileira (LACHER, 1979; 1981; MARES & OJEDA, 1982; ALHO, 1982, ROBERTS *et al.*, 1984), ocorrendo do Piauí até o norte de Minas Gerais (CABRERA, 1961; NOVAK, 1991) (Fig.1), e *K. acrobata* Moojen, Locks & Langguth, 1997 conhecido somente em sua localidade-tipo no rio São Mateus, Goiás (MOOJEN *et al.*, 1997).

Um passo importante para o reconhecimento de unidades geográficas é a compreensão de níveis de variabilidade intraespecífica etária e sexual (PATTON & ROGERS, 1983). Apesar da ampla distribuição da família Caviidae, nenhum esforço tem sido feito no sentido de identificar e estudar as fontes de variação intrapopulacionais neste grupo.

A busca da definição e distinção criteriosa de padrões em uma espécie tem requerido a utilização de técnicas mais sofisticadas, principalmente direcionadas para os estudos qualitativos e quantitativos da morfologia craniana e dentária. A utilização destas técnicas têm muitas vezes corroborado estudos anteriormente realizados em bases qualitativas e quantitativas como, por exemplo, coloração da pelagem e medidas corporais externas. Entre outros, a utilização de análises da ossificação de suturas cranianas é um dos métodos amplamente utilizado para estimar a idade em diferentes ordens de mamíferos, em especial nos carnívoros e roedores (JUNGE & HOFFMEISTER, 1980; VOSS & ANGERMAN 1997; OLIVEIRA *et al.*, 1998). O emprego desta metodologia em estudos de roedores Sigmodontinae, tem sido utilizado com sucesso às formas que apresentam molariformes de raízes abertas (OLIVEIRA, 1992; OLIVEIRA *et al.*, 1998), como também é o caso de *Kerodon rupestris*.

Desta maneira, o objetivo deste trabalho foi avaliar caracteres qualitativos e quantitativos do crânio de *K. rupestris* ao longo da ontogenia visando detectar as possíveis fontes de variação intrapopulacionais como o primeiro passo na investigação da existência de variação geográfica da espécie e aplicar esta metodologia a crânios coletados em grutas calcárias no noroeste da Bahia, encontrados em associação com a megafauna herbívora pleistocênica.

MATERIAL E MÉTODOS

Foram utilizados nesta avaliação, 188 indivíduos provenientes do Sítio Canto, Município de Campos Sales (7°40'S, 40°22'W),CE, depositados na coleção de Mastozoologia do Museu Nacional, coletados entre 1952 e 1955 pelo Serviço Nacional da Peste (S.N.P.). Este serviço promoveu a coleta e o exame em laboratório de várias espécies de roedores silvestres a fim de verificar quais funcionavam como reservatório do bacilo *Yersenia pestis* (Yersin, 1894), agente patogênico da peste bubônica (FREITAS 1956, 1988; 1998). Cada exemplar preservado (peles taxidermizadas e crânios) das séries representadas na coleção dispõe de uma ficha padronizada original que, entre outros dados, inclui informações sobre a localidade de captura (sítio), município, data da captura e morte, peso, sexo e vegetação característica na localidade de coleta.

Foram também incluídos na análise dezesseis indivíduos coletados em grutas calcárias no

noroeste da Bahia, nas localidades de Campo Formoso (11°95'S, 42°01'W), Morro do Chapéu (11°33'S, 41°09'W), e Ourolândia (10°58'S, 40°45'W) (Fig.1), e posteriormente depositados no Museu de Ciências Naturais da PUC/Minas. Este material foi encontrado no interior das citadas grutas, onde não havia vestígios da presença ou ocupação temporária de outros vertebrados com exceção dos quirópteros. Os crânios, na grande maioria fragmentados, foram retirados do substrato com o auxílio de instrumentos para escavar. Alguns exemplares apresentavam uma capa calcária que foi removida com jatos de areia muito fina. Devido ao fato desse material ter sido encontrado em associação com a megafauna pleistocênica dentro dessas grutas, será aqui considerado como sub-fóssil, uma vez que não foi realizada até o momento uma datação absoluta desse material.

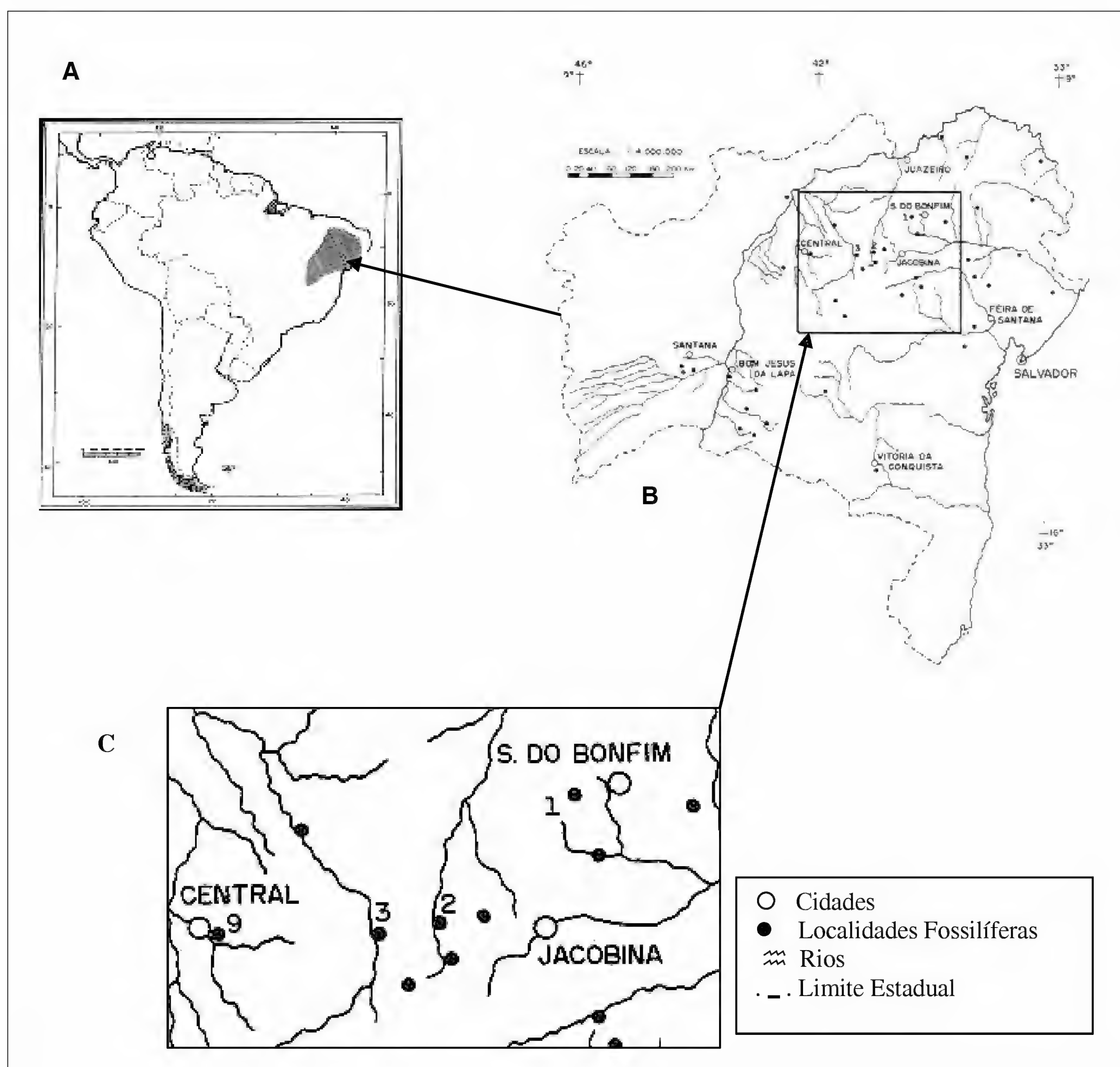


Fig.1- (A) Mapa de distribuição de *Kerodon rupestris* com detalhe em (B) das localidades fossilíferas de mamíferos pleistocênicos do Estado da Bahia (modificado de LESSA *et al.*, 1998). Em destaque (C) as grutas calcárias onde foram coletados os espécimes de *K. rupestris* utilizados neste estudo: 1. Toca da Boa Vista (Campo Formoso); 2. Toca dos Ossos (Ourolândia); e 3. Gruta dos Brejões (Morro do Chapéu).

Análise qualitativa

A descrição das modificações ontogenéticas em caracteres cranianos está fundamentada no estudo da amostra proveniente do Sítio Canto, Município de Campos Sales, no Ceará. Os espécimens foram selecionados inicialmente pelo tamanho, uma vez que o desgaste dentário não se mostrou informativo na análise etária. As classes de idade, utilizadas posteriormente nas análises quantitativas, foram estabelecidas através do grau de ossificação de suturas cranianas, da condição de desenvolvimento do osso interparietal e do processo paraoccipital e da forma e estrutura do forâmen incisivo. Devido ao crescimento dos indivíduos e suas conseqüências ontogenéticas, deve-se considerar que alguma superposição etária pode ocorrer nos limites de cada classe considerada, uma vez que a tentativa foi caracterizar um processo contínuo de crescimento. Na tentativa de minimizar as possíveis distorções causadas por essas diferenças entre as amostras, bem como conseguir maior precisão na estimativa etária, foi estabelecido um critério para a alocação de indivíduos a classes de idade relativas, a partir da combinação dos valores dos itens acima mencionados. As diferentes combinações desses caracteres no total dos indivíduos examinados, foram organizados por ordem crescente e então estabelecidas as cinco classes de idade relativa. Este critério foi utilizado para classificar todos os indivíduos. Todas as observações qualitativas foram efetuadas sob lupa binocular.

Caracteres morfométricos cranianos

Foram medidas 22 distâncias entre marcos anatômicos (Fig.2) em cada crânio de *Kerodon rupestris* selecionadas de acordo com VAN GELDER (1968), PATTON & ROGERS (1983), REIS *et al.* (1988) e OLIVEIRA (1992), sob lupa binocular, com paquímetro eletrônico calibrado a 0,01mm: (A_1A) Comprimento occipito-nasal (dorsal: distância máxima entre a borda anterior do nasal e a borda posterior do supraoccipital); (A_1B) Comprimento nasal (dorsal: distância entre as extremidades anteriores e posteriores dos ossos nasais); (A_1C) Comprimento rostral 1 (dorso-ventral: maior distância entre a linha de sutura ventral maxila-pré-maxila e a borda anterior do osso nasal); (SA_1) Comprimento rostral 2 (dorso-lateral: distância entre a borda anterior do nasal a linha dorsal da sutura fronto-lacrimal); (DD_1) Largura rostral (dorsal: largura do rostro sobre a linha de sutura entre o maxilar e o pré-maxilar); (EE_1) Largura da constrição interorbital (dorsal: menor largura interorbital); (BU) Comprimento do frontal (dorsal: distância entre as suturas naso-frontal e fronto-parietal); (UV) Comprimento do parietal (dorsal: distância entre as suturas fronto-parietal e parieto-occipital); (FF_1) Diastema (ventral: distância entre a borda posterior do alvéolo do incisivo à borda anterior do alvéolo do primeiro molariforme superior); (F_1G) Comprimento da série molar superior (ventral: maior distância entre a borda alveolar anterior do primeiro molar e a borda alveolar posterior do último molar); (FH) Comprimento do palato (ventral: distância entre a borda posterior do alvéolo do primeiro incisivo à chanfradura da fossa mesopterigóide = chanfradura posterior do palatino); (HQ) Comprimento pós-palatal (ventral: distância entre a chanfradura da fossa mesopterigóide e a borda anterior do forâmen magnum); (GG_1) Largura do maxilar (ventral: distância entre os bordos vestibulares dos alvéolos dos últimos molariformes superiores); (II_1) Comprimento do forâmen incisivo (ventral: distância entre as bordas anterior e posterior do forâmen incisivo); (FP) Comprimento basilar (ventral: distância entre a linha de sutura basiesfenóide-basioccipital e o plano da margem posterior do primeiro incisivo superior); (TK) Comprimento condilobasal (ventral: distância entre a borda posterior do côndilo occipital e a borda anterior da pré-maxila); (LL_1) Comprimento bular (ventral: comprimento da porção timpânica da bula auditiva); (NN_1) Largura zigomática (ventral: maior distância entre as bordas laterais dos arcos zigomáticos); (OO_1) Largura entre os processos paraoccipitais (lateral: maior distância entre as bordas laterais dos processos paraoccipitais); (PP_1) Altura craniana (lateral: entre a linha de sutura entre o basiesfenóide e o basioccipital e a superfície dorsal do parietal); (CM) Altura rostral (lateral: distância perpendicular ao longo do eixo do crânio entre a borda posterior do forâmen incisivo e a superfície dorsal dos nasais); (RR_1) Comprimento mandibular (lateral: distância diagonal entre o côndilo mandibular e a borda posterior do alvéolo do primeiro incisivo).

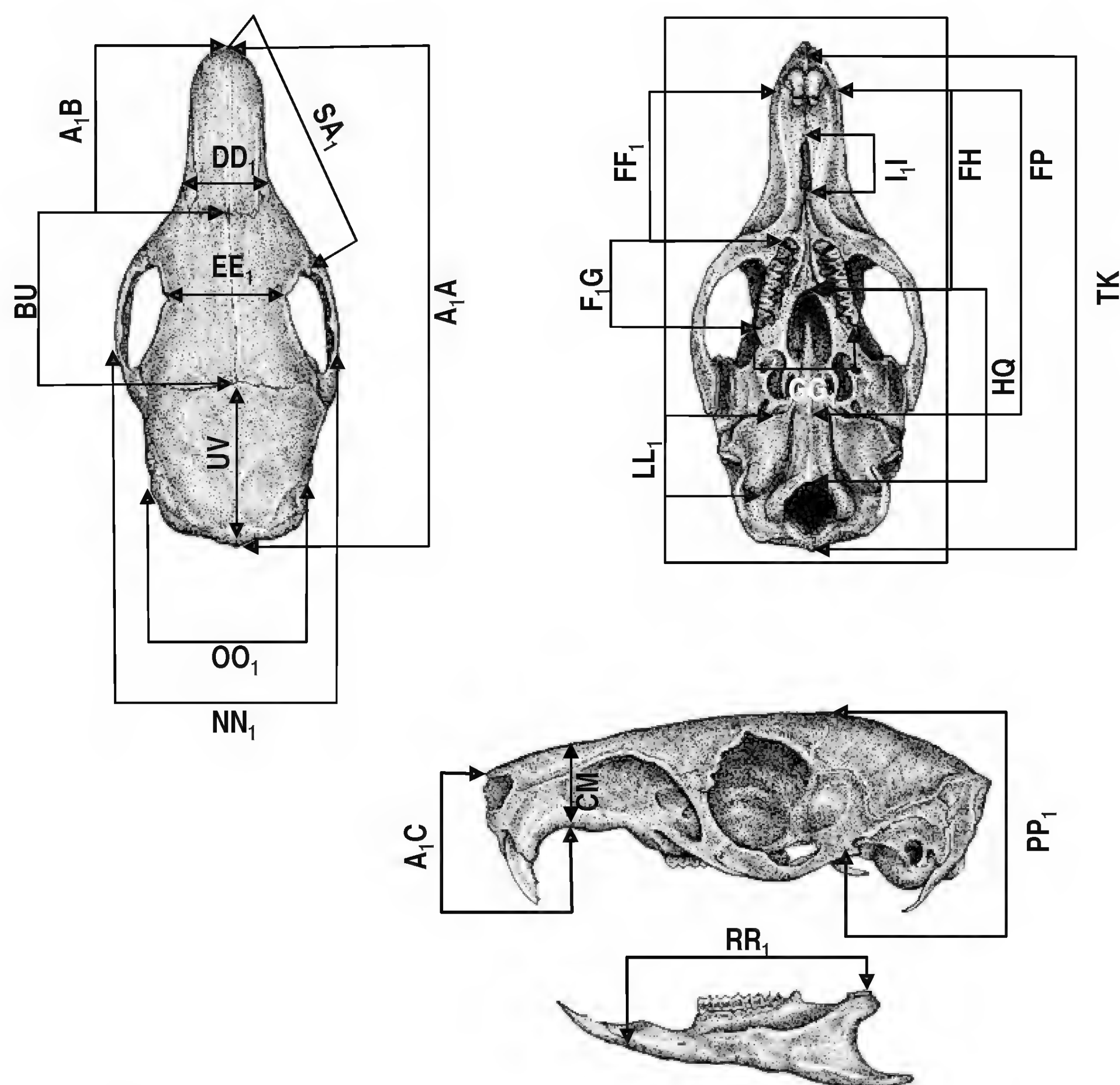


Fig.2- Crânio de um indivíduo macho adulto de *Kerodon rupestris* (MN 26570), indicando os pontos entre os quais foram feitas as medidas definidas no texto. (A) vista dorsal; (B) vista ventral,(C) vista lateral.(D) vista vestibular da mandíbula.

Análise quantitativa

Foram analisados 22 caracteres morfométricos cranianos e os dados foram organizados em matrizes para seleção de análises estatísticas posteriores.

Para o estudo da variação etária foram obtidas as médias aritméticas e desvios padrão, bem como análises de variância (ANOVA), calculadas para as 22 distâncias entre marcos anatômicos em ambos os sexos dos espécimens recentes e para as diferentes classes de idade (SOKAL & ROHLF, 1981) utilizando o software MINTAB versão 13. Foram excluídos desta análise os indivíduos de idade um por serem numericamente insuficientes.

Alguns indivíduos, principalmente entre os sub-fósseis, apresentaram estruturas cranianas fragmentadas impossibilitando a mensuração precisa de certos caracteres. Desta maneira, foram estimados para estes indivíduos seus dados ausentes através do método proposto por STRAUSS *et al.* (2003).

Objetivando compreender os padrões gerais de variação no tamanho e forma ao longo das amostras, foi realizada uma análise dos componentes principais (MANLY, 1994) a partir da matriz de variância-covariância dos 22 caracteres log-transformados da amostra de Sítio Canto (Campos Sales, CE), incluindo indivíduos de todas as idades. No caso de correlação positiva de todos

os caracteres com o primeiro componente principal, este eixo foi interpretado como um fator de variação associado principalmente ao tamanho geral (STRAUSS, 1985; REIS *et al.*, 1990). Este procedimento tem sido empregado como um bom indicador multidimensional da variação do fator de tamanho em estudos ontogenéticos com roedores (REIS *et al.*, 1990; PESSÔA & STRAUSS, 1999; GONÇALVES, 2001).

Somente caracteres métricos foram utilizados na análise da variação sexual. Assim, para o estudo na análise entre os sexos foram obtidos a média e o desvio padrão de cada um dos 22 caracteres para as classes de idades combinadas e foi efetuada uma análise de variância (ANOVA) para verificar se a diferença entre os sexos é estatisticamente significativa, ficando estabelecido previamente o nível de significância de 5% (a = 0,05) (SOKAL & ROHLF, 1981). Para evitar possíveis distorções nos resultados, foi feita uma exclusão aleatória no número de indivíduos do sexo feminino de idade três, uma vez que este era superior (40♀ e 15♂) ao número de machos nesta amostra.

Com a intenção de verificar o grau de variação entre os sexos para todos os caracteres simultaneamente e em todas as classes etárias combinadas, foi realizada uma análise canônica independente-do-tamanho. Esta análise consiste basicamente em remover o efeito da variação do tamanho dentro de um grupo pela regressão de cada caráter separadamente em um primeiro componente principal e então aplicar uma análise canônica discriminante sobre os resíduos obtidos pelas regressões (STRAUSS, 1985; REIS *et al.*, 1990).

Todas as análises multivariadas foram realizadas utilizando o programa estatístco MatLab versão 4.3 (Math Works) utilizando algoritmos escritos por R. E. Strauss e disponíveis na Internet.

RESULTADOS

Análise qualitativa

Para o estabelecimento das cinco classes de idade (Fig.3) foram constatadas as seguintes condições dos caracteres cranianos:

IDADE 1 – suturas do supraoccipital fusionadas, mas não obliteradas com o interparietal, parietal e mastóideo; suturas do exoccipital abertas com o supraoccipital e o basioccipital; suturas do basioccipital abertas com o basisfenóide e bula timpânica; processo paraoccipital pequeno, não ultrapassando a borda ventral do meato acústico externo (Fig.4a); suturas abertas entre o basisfenóide e pré-esfenóide; suturas fusionadas entre o basisfenóide e o alisfenóide; suturas do alisfenóide fusionadas e bem visíveis com o pterigóide; suturas do maxilar abertas com a pré-maxila; borda posterior do forâmen incisivo bem aberta (Fig.5a); suturas abertas entre o nasal, a maxila e pré-maxila; suturas abertas entre o frontal com os nasais, com o maxilar (lateralmente) e com o parietal; suturas do parietal fundidas com o interparietal e escamosal; suturas abertas do parietal com o frontal; suturas em início de fusão do interparietal (Fig.6a) com o supraoccipital e parietal; suturas abertas do jugal com os processos zigomáticos da maxila e do temporal.

IDADE 2 – suturas do supraoccipital fundidas com o exoccipital, mas com visualização da linha de contato entre ambos; suturas fundidas do basisfenóide, mas ainda visíveis com o pré-esfenóide; suturas do maxilar fundidas com a pré-maxila; estreitamento da base posterior do forâmen incisivo (Fig.5b); fusão das suturas entre os nasais, maxilares e pré-maxila; fusão da sutura do frontal com o parietal (em alguns espécimens permanece ainda aberta); obliteração da sutura do parietal com o interparietal (pouco marcado); obliteração da sutura do interparietal com o parietal (ainda visível); suturas do jugal com os processos zigomáticos da maxila e do temporal fundidas, mas bem demarcadas.

IDADE 3 – a borda livre do processo paraoccipital atinge a margem ventral da bula timpânica (Fig.4b), suturas do supraoccipital com o interparietal (Fig.6b) e do parietal com o mastóide fundidas; sutura do supraoccipital com o exoccipital obliterada; suturas do exoccipital com o basioccipital obliteradas; sutura do basioccipital com o basisfenóide fundida; sutura do basisfenóide obliterada com o pré-esfenóide; estreitamento mais acentuado da borda posterior do forâmen incisivo; expansão dorso-ventral do jugal.

IDADE 4 – a borda livre do processo paraoccipital ultrapassa ligeiramente a borda ventral da bula timpânica (Fig.4c); basisfenóide e basioccipital obliterados, mas com linha de sutura ainda visível; suturas do supraoccipital com o interparietal, parietal e exoccipital obliteradas; linha de sutura entre o frontal com o parietal já muito sutil; aparecimento da crista parietal; fusão da pré-maxila e maxila definindo o limite do forâmen incisivo (Fig.5c); obliteração do interparietal com os ossos adjacentes (Fig.6c).

IDADE 5 – Sutura do supraoccipital com o mastóideo obliterada; desaparece a linha de sutura do basisfenóide; a borda livre do processo paraoccipital ultrapassa a borda ventral da bula timpânica e se inclina ventralmente (Fig.4d); suturas do basisfenóide totalmente obliteradas com o basioccipital; suturas do alisfenóide obliteradas, mas ainda visíveis com o pterigóide; suturas do maxilar obliteradas com a pré-maxila; obliteração mediana dos frontais e obliteração dos frontais com o parietal; obliteração, na maioria dos indivíduos observados, do parietal com o escamosal, frontal e supraoccipital; obliteração do jugal com os ossos adjacentes, mas permanecendo visível as linhas das suturas entre elas; constrição da borda posterior do forâmen incisivo (Fig.5d); crista parietal bem definida (Fig.6d).

O índice etário proposto neste estudo para *K. rupestris* propicia a estimativa da idade reprodutiva de espécimes em coleções, uma vez que estudos com animais em cativeiro demonstraram que indivíduos pesando em torno de 500 gramas estão reprodutivamente maduros com aproximadamente três meses de vida (LACHER, 1979, 1981; KLEIMAN *et al.*, 1979; ROBERTS *et al.*, 1984). Fazendo a equivalência de pesos dos indivíduos tomados em campo e registrados nos dados das fichas do Serviço Nacional da Peste foi possível estabelecer que indivíduos com esse peso estão localizados nas classes dois e três, determinadas pela condição das suturas cranianas. Esses indivíduos foram considerados jovens adultos pelo critério desenvolvido no presente estudo.

ANÁLISE QUANTITATIVA

Comparação entre as classes de espécimes recentes

Variação Etária

A estatística descritiva (média e desvio padrão) para os sexos combinados dos indivíduos recentes mostrou que, como esperado, houve aumento de tamanho para a maioria dos caracteres cranianos medidos e com aumento de tamanho craniano entre os indivíduos adultos, caracterizando um crescimento indeterminado.

A determinação de classes de idade com base em caracteres qualitativos foi corroborada pelas análises de variância (ANOVA), que mostraram diferenças altamente significativas ($P<0.001$) entre as classes de idade dois a cinco em todas os caracteres cranianos estudados entre sexos combinados (Tab.1).

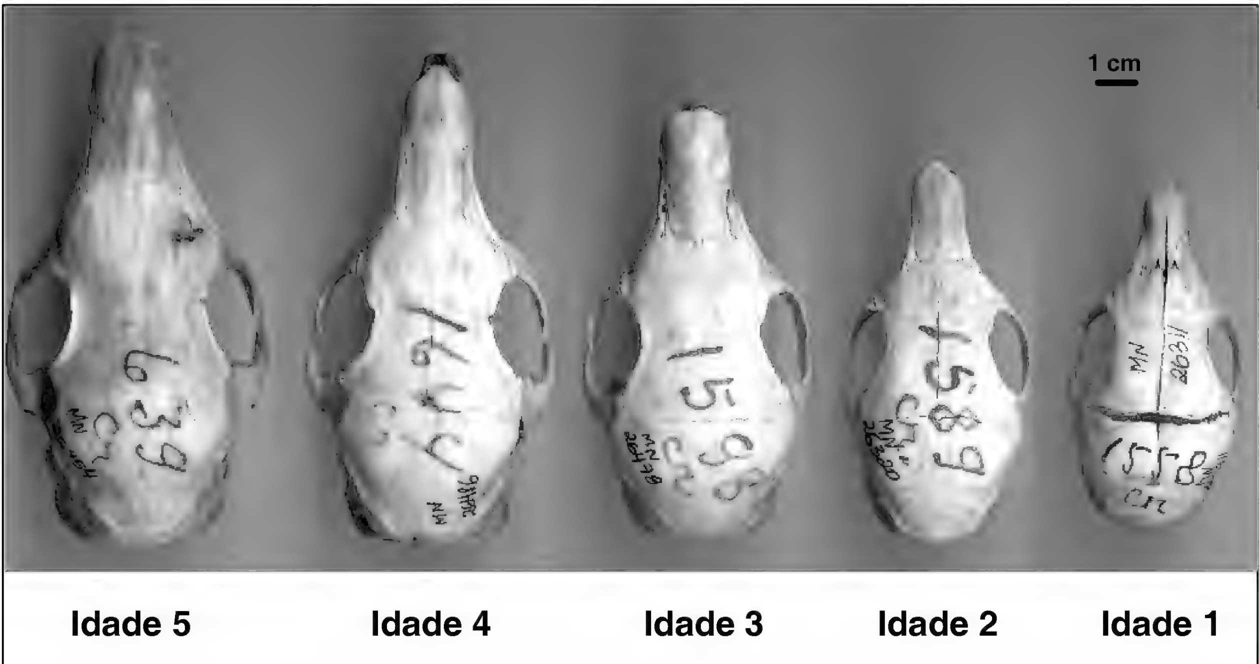


Fig.3- Vista dorsal da série ontogenética de uma população de *Kerodon rupestris* proveniente do Sítio Canto, Campos Sales – CE. Idade 1: MN 26317; Idade 2: MN 26268; Idade 3: MN 26553; Idade 4: 26581; Idade 5: MN 26318.

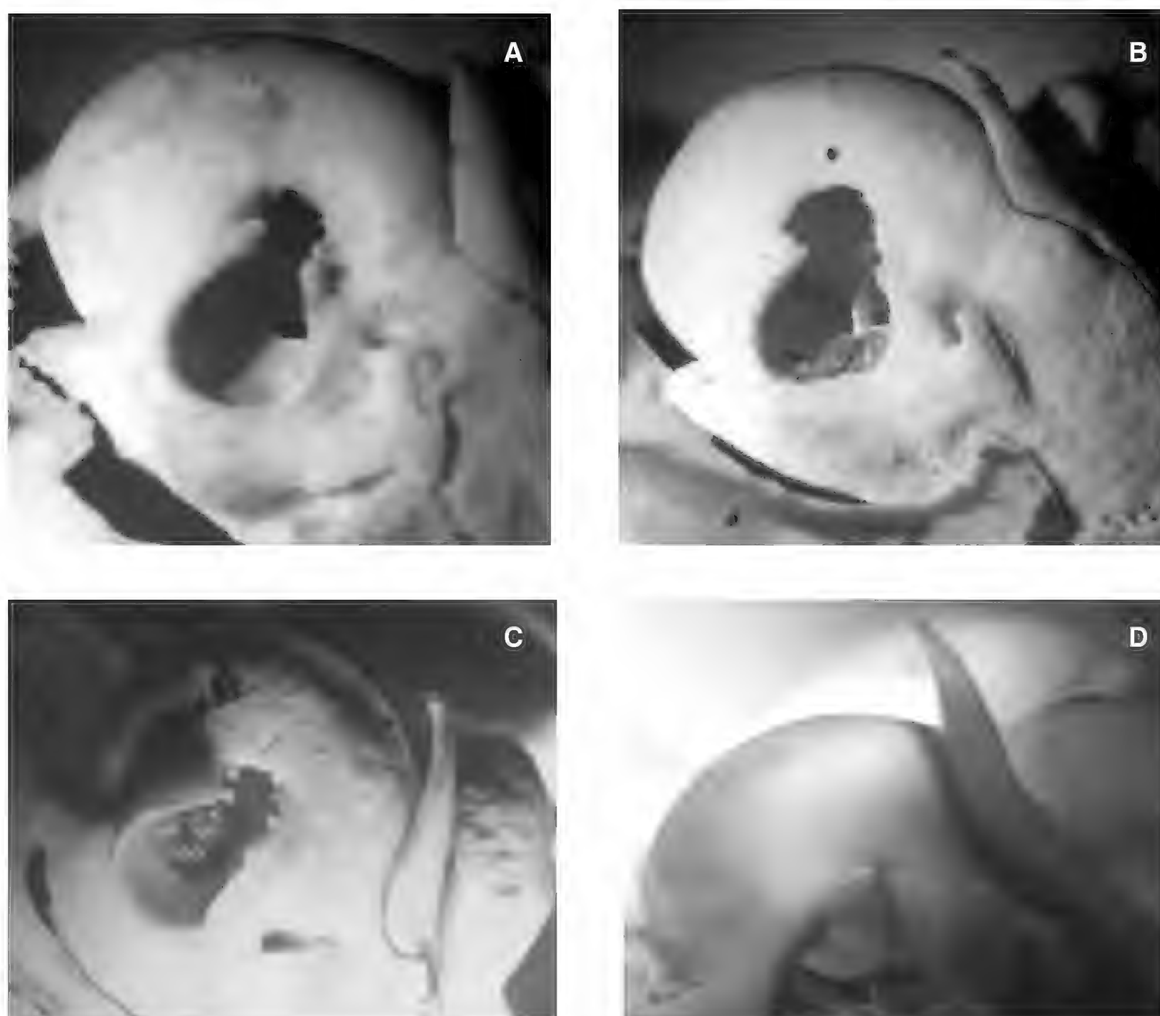


Fig.4- Graus de desenvolvimento do processo paraoccipital de *Kerodon rupestris*. (A) Indivíduo de idade 1 (MN26317); (B) indivíduo de idade 3 (MN 26553); (C) indivíduo de idade 4 (MN 26581); (D) indivíduo de idade 5 (MN 26318).

Componentes principais foram calculados para explorar os padrões de variação nos fatores de tamanho e de forma ao longo das cinco classes etárias dos indivíduos coletados em Sítio Canto. A representação individual dos escores em relação aos dois primeiros componentes, os vetores de correlação entre os caracteres e os respectivos componentes, bem como o padrão de distribuição das elipses correspondentes, encontram-se na figura 7. O primeiro componente principal (PC1) sumarizou 82,3% do total de variação, enquanto o PC2 representou 6,9%, explicando um total de 89,2% da variação etária dentro da amostra de Sítio Canto (Fig.7). Todos os caracteres encontram-se positivamente correlacionados com o primeiro componente principal, podendo desta forma ser interpretado o PC1 como um eixo de variação no fator geral de tamanho. Desta forma, a maior parte da variabilidade morfométrica na amostra em estudo pode ser atribuída ao fator geral de tamanho ao passo que a variabilidade restante, representada pelos demais componentes, podem ser interpretados como expressão da variação na forma. Constatou-se que as cinco classes etárias estão distribuídas em ordem crescente no espaço morfométrico, apesar de haver áreas de sobreposição entre elas (Fig.7a). Elipses de 95% de confiança foram obtidas para os centróides, facilitando a interpretação dos padrões de discriminação entre as cinco classes etárias (Fig.7b). A diferença significativa de tamanho craniano entre as diferentes classes de idade implica na necessidade da separação de classes etárias para estudos de variação geográfica. Desta forma, se o efeito do tamanho não for retirado, somente indivíduos de uma mesma categoria etária devem ser usados em estudos entre populações.

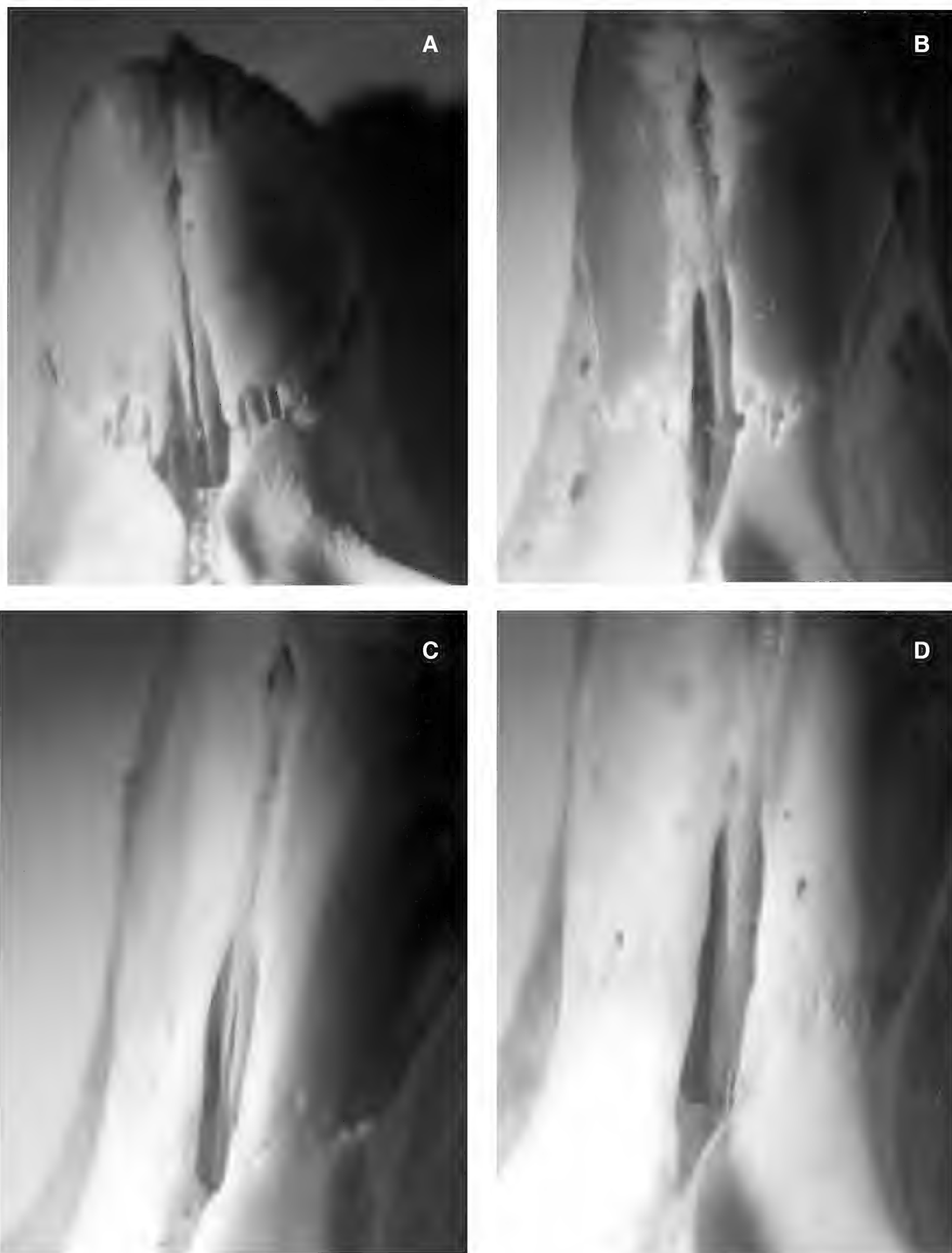


Fig.5- Graus de desenvolvimento do forâmen incisivo de *Kerodon rupestris*. (A) indivíduo de idade 1 (MN26317); (B) indivíduo de idade 3 (MN 26553); (C) indivíduo de idade 4 (MN 26581); (D) indivíduo de idade 5 (MN 26318).

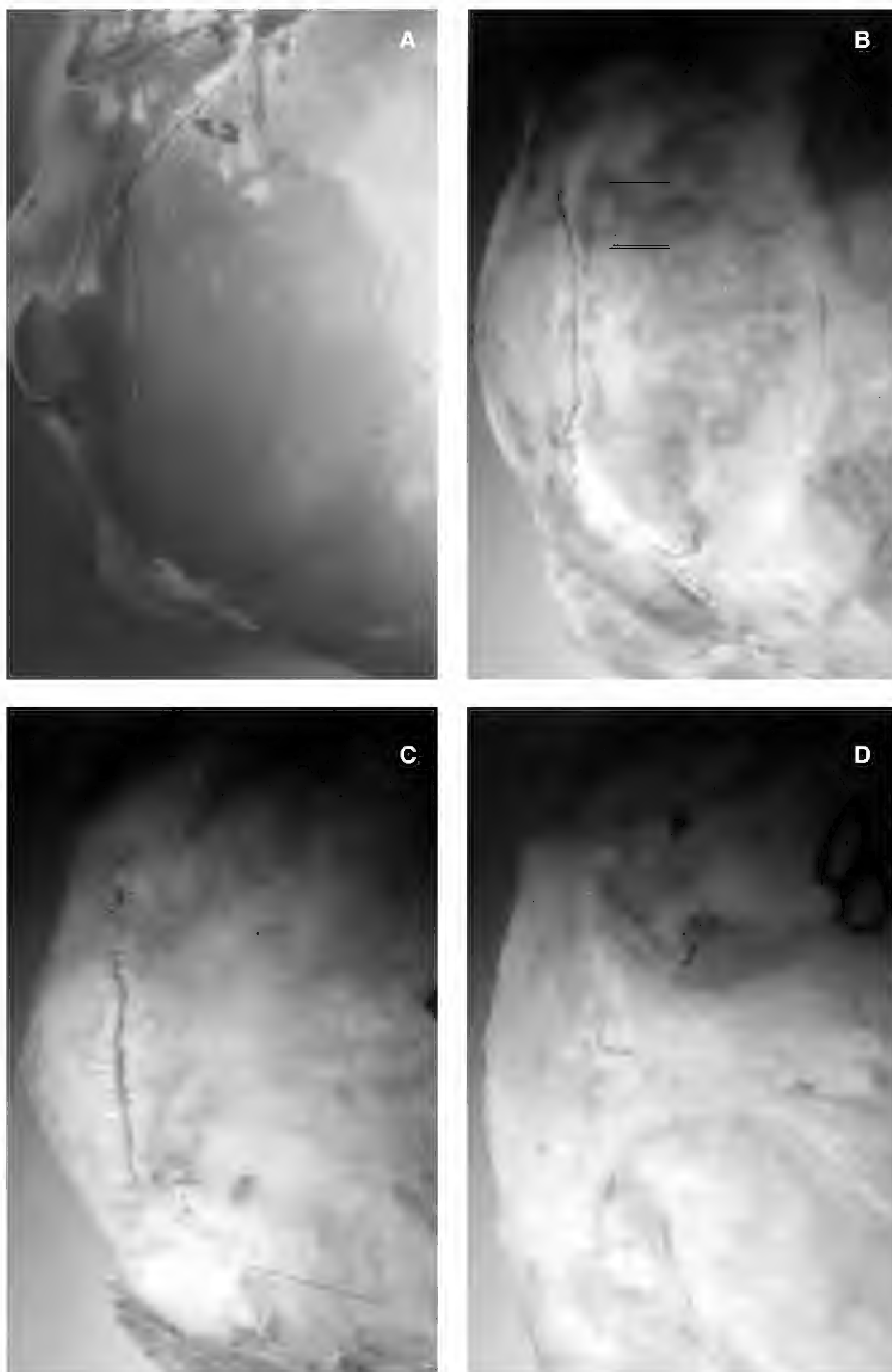


Fig.6- Graus de desenvolvimento dos ossos interparietal e parietal de *Kerodon rupestris*. (A) indivíduo de idade 1 (MN26317); (B) indivíduo de idade 3 (MN 26553); (C) indivíduo de idade 4 (MN 26581); (D) indivíduo de idade 5 (MN 26318).

TABELA 1. Estatística descritiva e análise de variância (ANOVA) para os sexos combinados das 22 variáveis estudadas em crânios de indivíduos de *Kerodon rupestris* provenientes do Sítio Canto, Município de Campos Sales, Ceará.

Variáveis	Idade 2			Idade 3			Idade 4			Idade 5			P	F
	N	MD	DP	N	MD	DP	N	MD	DP	N	MD	DP		
A1A Comp. occip-nasal	10	58.390	4.266	27	62.873	2.825	75	69.433	2.529	27	72.144	1.823	0.000	99.28
A1B Comp. nasal	13	17.188	1.901	34	19.421	1.627	85	23.044	1581	29	24.096	1.174	0.000	86.06
A1C Comp. rostral 1	13	14.086	2.868	34	15.461	1.233	85	18.253	1.331	29	19.410	0.909	0.000	62.58
SA1 Comp. rostral 2	13	24.965	2.412	33	28.218	1.891	85	32.576	1.887	29	34.539	1.151	0.000	110.25
DD1 Larg. rostral	17	11.999	1.069	41	13.438	0.909	95	15.155	0.976	31	15.890	0.931	0.000	76.93
EE1 Larg.const.interorb.	17	14.192	0.709	41	15.189	0.606	95	16.045	0.689	31	16.554	0.498	0.000	45.24
BU Comp. frontal	16	22.379	1.316	40	23.929	1.415	93	25.692	1.172	31	26.937	0.940	0.000	65.84
UV Comp. parietal	15	17.350	0.892	39	17.947	1.036	89	18.701	1.008	29	19.330	0.898	0.000	18.84
FF1 Comp. diastema	17	14.375	1.620	40	16.700	1.372	96	19.698	1.264	31	21.075	0.735	0.000	136.23
F1G Comp.série.molar.sup	17	12.088	0.716	39	12.876	0.767	97	14.146	0.709	30	14.715	0.754	0.000	63.30
FH Comp. palato	17	21.153	2.203	39	24.270	1.669	95	28.049	1.628	31	29.929	1.161	0.000	134.52
HQ Comp.pós-palatal	12	23.049	1.704	27	24.857	1.244	83	27.550	1.291	29	28.288	0.901	0.000	74.03
GG1 Larg. maxilar	17	11.699	0,768	38	12.763	0.698	92	13.695	0.618	29	14.414	0.530	0.000	71.16
II1 Comp. fora. incisivo	17	4.327	0.671	39	5.147	0.872	95	6.056	0.789	31	6.435	0.878	0.000	30.65
FP Comp. basilar	12	35.002	2.759	29	39.097	2.522	87	44.073	2.042	29	46.197	1.212	0.000	111.68
TK Comp. condilobasal	13	57.294	4.063	28	61.620	2.809	82	68.071	2.374	29	70.674	1.558	0.000	118.97
LL1 Comp. bular	15	10.835	0.483	34	11.281	0.532	91	11.613	0.521	30	11.888	0.487	0.000	17.53
NN1 Larg.zigomática	10	27.763	2.325	25	30.722	1.382	80	33.019	1.368	28	34.459	0.873	0.000	66.56
OO1 Larg.entre.proc.parao	13	19.840	1.455	28	20.491	0.799	76	21.934	0.768	26	22.995	0.775	0.000	56.18
PP1 Alt. craniana	12	16.041	0.731	29	16.738	0.516	85	17.509	0.682	29	17.744	0.599	0.000	28.24
CM Alt. rostral	13	9.922	0.637	36	11.020	0.718	87	12.326	0.742	30	13.205	0.707	0.000	77.48
RR1 Comp. mandibular	16	32.632	2.972	39	36.231	2.484	92	39.904	1.913	29	41.516	1.963	0.000	73.17

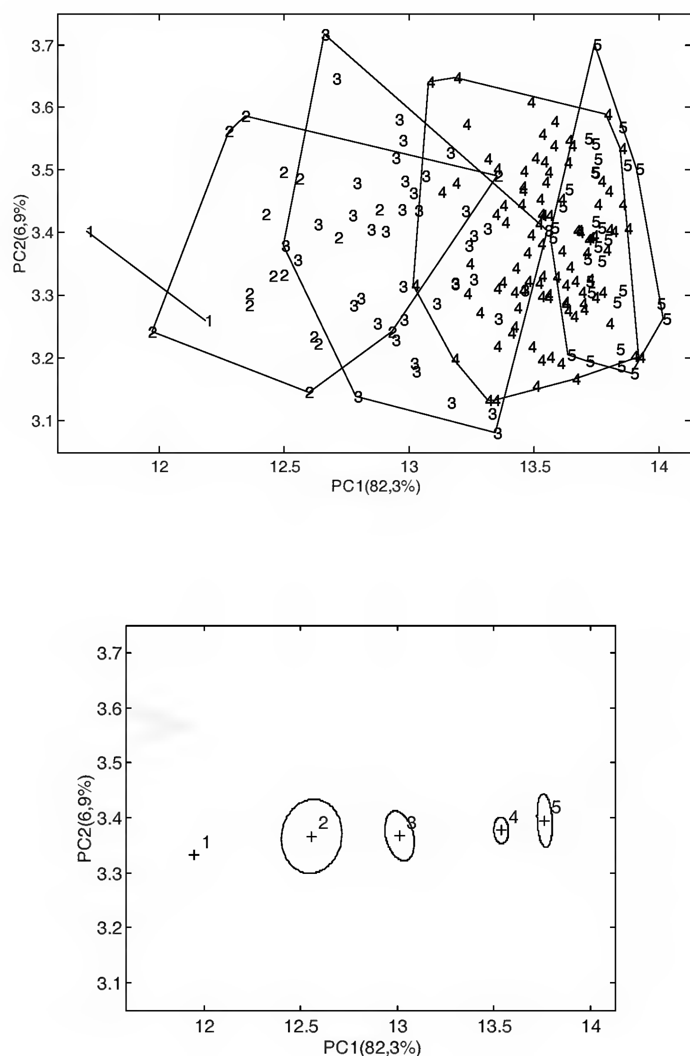


Fig.7- Análise de componentes principais (PC1 e PC2) dentro da população *Kerodon rupestris* proveniente de Campos Sales, CE. (A) Projeção dos escores individuais identificados pela idade relativa (1, 2, 3, 4 e 5); (B) Elipses de 95% de confiança dos centróides das amostras em relação aos dois componentes principais PC1 e PC2.

Variação Sexual

A análise descritiva (média e desvio padrão) e a análise de variância (ANOVA) para os sexos de indivíduos com idades combinadas procedentes do Sítio Canto, Município de Campos Sales, CE, indicaram tamanho maior nos machos na maioria dos 22 caracteres estudados. Fêmeas de idade dois apresentaram nove destes caracteres com valores superiores aos dos machos enquanto que as fêmeas de idade três apresentaram quatro, as de idade quatro tiveram seis caracteres de maior valor e as de idade cinco apresentaram sete destes caracteres maiores do que os machos de idade equivalente. A maioria desses 22 caracteres estudados não apresentaram diferenças significativas entre os sexos. Apenas a largura rostral (DD_1) dos indivíduos de idade quatro e o comprimento rostral 2 (SA_1) e a largura do maxilar (GG_1) em indivíduos de idade cinco apresentaram diferenças pouco significativas (Tab.2).

A análise canônica discriminante (CDA) independente do tamanho ("Size Free") para a variação sexual dentro da população, corroborou as análises descritivas e de variância, na indicação do tamanho ligeiramente maior entre os indivíduos machos. A grande área de sobreposição no espaço morfométrico multivariado entre os sexos, indica baixo dimorfismo sexual dentro dessa população (Fig.8).

Comparação entre as classes de espécimes recentes e os sub-fósseis (coletados nas grutas calcárias da Bahia)

Ao utilizar o mesmo critério qualitativo no estabelecimento de classes etárias dos espécimes recentes para os 16 espécimes coletados nas grutas calcárias da Bahia, encontrou-se que 14 indivíduos foram incluídos na idade quatro e dois na idade cinco (Tab.3). Destes 14 exemplares com idade quatro, apenas uma variável mensurada, o comprimento do nasal (A_1B), apresentou valor menor do que aqueles encontrados nos exemplares recentes da mesma idade.

Sete variáveis, comprimento total do crânio (A_1A); comprimento do nasal (A_1B); distância entre a sutura ventral da pré-maxila-maxila e a borda rostral da pré-maxila (A_1C); distância entre a sutura fronto-lacrimal e a borda rostral do nasal (SA_1); a largura rostral (DD_1); comprimento do diastema (FF_1); e a largura da maxila (GG_1), apresentaram valores superiores àqueles encontrados nos espécimes recentes de idade quatro e inferiores aos de idade cinco. Todas as 13 variáveis restantes apresentaram valores superiores àqueles de idade cinco dos espécimes recentes.

TABELA 2. Análise de variância (ANOVA) para variação sexual das quatro classes de idade separadamente em 22 variáveis estudadas em crânios de *Kerodon rupestris* provenientes de Sítio Canto, Município de Campos Sales, Ceará.

CARACTERES	2 (♀ =10; ♂ =7)				3 (♀ =17; ♂ =12)				4 (♀ =53; ♂ =42)				5 (♀ =26; ♂ =36)			
	MD	DP	F	P	MD	DP	F	P	MD	DP	F	P	MD	DP	F	P
A1A	58,08	0,99	0,00	ns	61,23	0,52	0,11	ns	69,22	0,77	0,65	ns	72,42	0,87	1,04	ns
Comp. occip-nasal)	58,30	0,52			61,82	0,54			69,70	0,21			71,92	0,74		
A1B	17,19	0,64	0,00	ns	18,69	0,89	0,53	ns	22,99	1,47	0,11	ns	24,15	0,66	0,09	ns
Comp. Nasal	17,19	0,67			19,19	0,67			23,11	1,34			14,16	1,42		
A1C	13,58	0,96	0,64	ns	14,88	0,82	1,70	ns	18,33	0,40	0,35	ns	19,66	0,84	3,23	ns
Comp. rostral 1	14,90	0,44			15,72	0,33			18,15	0,23			19,24	0,92		
SA1	24,90	0,78	0,02	ns	27,10	0,96	0,43	ns	32,40	0,42	0,94	ns	34,90	0,95	4,39	*
Comp. rostral 2	25,08	0,82			27,70	0,59			32,80	0,66			34,28	1,20		
DD1	11,75	1,00	1,35	ns	12,98	0,68	0,12	ns	14,97	0,99	4,33	*	15,81	0,58	0,35	ns
Larg. Rostral	12,36	0,91			13,09	0,14			15,39	0,92			15,95	0,35		
EE1	14,21	0,79	0,02	ns	14,89	0,87	0,17	ns	16,12	0,69	1,39	ns	16,44	0,71	0,66	ns
Larg.const.interorbital	14,16	0,64			14,99	0,53			15,95	0,68			16,63	0,70		
BU	22,21	0,65	0,40	ns	23,44	0,90	0,07	ns	25,76	0,71	0,44	ns	27,09	0,41	1,28	ns
Comp. Frontal	22,66	0,08			23,30	0,34			25,60	0,79			26,83	0,20		
UV	17,44	0,67	0,22	ns	17,75	0,12	0,03	ns	18,53	0,91	3,35	ns	19,15	0,88	1,87	ns
Comp. Parietal	17,21	0,60			17,68	0,88			18,92	1,09			19,47	0,88		
FF1	14,35	0,24	0,01	ns	15,93	0,22	0,05	ns	19,60	0,42	0,70	ns	21,18	0,64	0,91	ns
Comp. Diastema	14,41	0,92			16,10	0,12			19,82	0,15			21,00	0,78		
F1G	12,08	0,75	0,00	ns	12,64	0,93	0,00	ns	14,12	0,78	0,19	ns	14,60	0,85	1,17	ns
Comp.série.molar.sup.	12,09	0,73			12,62	0,68			14,18	0,60			14,81	0,65		
FH	21,17	0,81	0,00	ns	23,30	0,37	0,01	ns	27,85	0,78	1,84	ns	29,85	0,74	0,19	ns
Comp. palato	21,13	1,04			23,40	0,46			28,30	0,39			29,98	0,27		
HQ	23,09	0,96	0,01	ns	24,19	0,93	0,04	ns	27,44	0,39	0,75	ns	28,32	0,75	0,27	ns
Comp.pós-palatal	22,97	0,61			24,35	1,10			27,69	0,16			28,44	0,72		
GG1	11,55	0,88	0,94	ns	12,41	1,03	0,00	ns	13,63	0,67	1,41	ns	14,20	0,41	7,54	**
Larg. maxilar	11,92	0,54			12,42	0,73			13,78	0,55			14,57	0,55		
II1	3,83	0,57	1,32	ns	5,39	1,40	0,11	ns	5,79	0,52	0,28	ns	6,37	0,96	0,25	ns
Comp. for. incisivo	4,33	0,15			5,11	0,48			5,93	0,56			6,48	0,80		
FP	35,16	1,39	0,07	ns	37,69	0,89	0,03	ns	43,77	0,21	2,66	ns	46,24	0,89	0,07	ns
Comp. basilar	34,69	0,51			37,94	0,24			44,48	0,18			46,16	0,87		
TK	57,43	0,71	0,02	ns	59,91	1,36	0,09	ns	67,80	0,48	1,37	ns	70,67	0,66	0,00	ns
Comp. condilobasal	57,08	0,62			60,39	0,58			68,42	0,21			70,68	0,47		
LL1	10,58	0,44	1,53	ns	11,01	0,31	1,90	ns	11,68	0,47	1,79	ns	12,02	0,37	0,25	ns
Comp. bular	11,03	0,28			11,33	0,31			11,53	0,57			12,18	0,69		
NN1	27,60	0,81	0,10	ns	29,59	0,60	0,74	ns	32,95	0,54	0,24	ns	34,39	0,60	0,30	ns
Larg. zigomática	28,14	0,44			30,38	0,54			33,10	0,63			34,52	0,91		
OO1	19,93	0,85	0,13	ns	20,17	0,28	0,04	ns	21,96	0,89	0,07	ns	23,01	0,60	0,01	ns
Larg.entre.proc.paraoccip.	19,69	0,50			20,26	0,40			21,91	0,59			22,99	0,91		
PP1	15,98	0,85	0,13	ns	16,45	0,72	0,91	ns	17,40	0,67	2,72	ns	17,70	0,49	0,21	ns
Alt. craniana	16,16	0,50			16,74	0,71			17,64	0,68			17,78	0,67		
CM	10,13	0,75	2,36	ns	10,72	0,93	0,19	ns	12,35	0,80	0,14	ns	13,30	0,59	0,67	ns
Alt. rostral	9,60	0,11			10,84	0,72			12,29	0,65			13,14	0,77		
RR1	32,94	0,67	0,21	ns	35,16	0,46	0,16	ns	39,60	0,31	3,07	ns	41,21	0,66	1,15	ns
Comp. mandíbula	32,23	0,58			35,57	0,26			40,29	0,76			41,76	0,24		

(MD) média; (DP) desvio-padrão; (F) valor da ANOVA; (P) nível de significância da ANOVA; (*) P<0,05; (**) P<0,01; (ns) não significativo. Valores superiores em MD e DP referem-se aos indivíduos do sexo feminino e os inferiores aos masculinos.

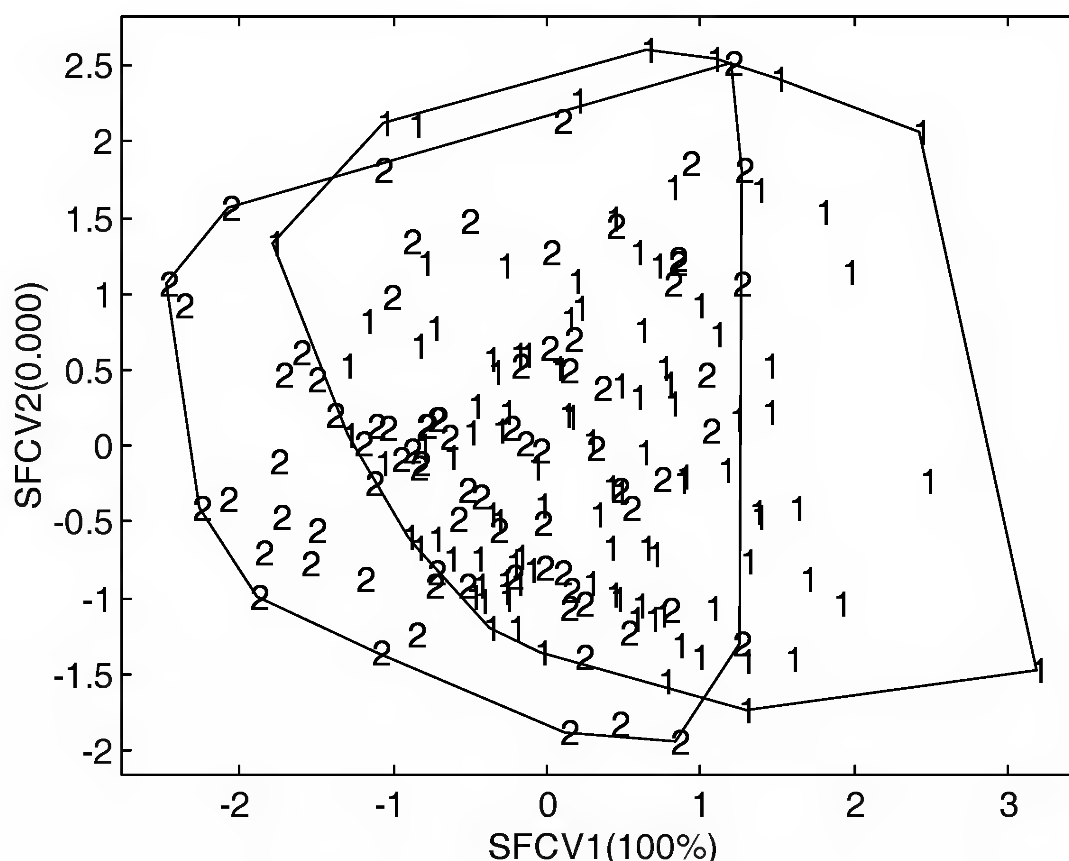


Fig.8- Análise discriminante canônica independente-do-tamanho indicando as projeções dos escores individuais para indivíduos machos (1) e fêmeas (2) de *Kerodon rupestris* provenientes do Sítio Canto, Município de Campos Sales, CE.

DISCUSSÃO

A variação dentro de uma população pode ser atribuída a fontes sexuais, ontogenéticas, ambientais e a fatores ao acaso (STRANEY, 1978). Desta forma, é importante tratar apropriadamente a magnitude da variação intrapopulacional antes de avaliar a variação geográfica (PATTON & ROGERS, 1983; THORPE, 1983; PESSÔA & REIS, 1991).

Variação etária

A magnitude da variação em caracteres cranianos ao longo da ontogenia tem sido investigada para diversos grupos de roedores e o padrão comum encontrado é o de crescimento contínuo ao longo das classes de idade, acompanhado de desgaste dentário e obliteração de suturas cranianas (HERSHKOVITZ, 1962; REIG, 1977; OJASTI, 1978; DALY & PATTON, 1986; PESSÔA & REIS, 1994; BRANDT & PESSÔA, 1994; OLIVEIRA, 1992; OLIVEIRA *et al.*, 1998). A variação encontrada na análise craniana de *Kerodon rupestris* seguiu esta tendência com exceção feita para o desgaste dentário, que não revelou um padrão informativo no nível observado. Por outro lado, o grau de obliteração de suturas cranianas usado com sucesso para determinar classes de idade em mamíferos (JUNGE & HOFFMEISTER, 1980; VOSS & ANGERMAN, 1997), foi bastante útil na determinação de categorias etárias em *Kerodon rupestris*.

O substancial componente etário de variação em caracteres cranianos de indivíduos adultos de espécies do gênero *Proechimys* encontrados por PATTON & ROGERS (1983) e PATTON (1987) levou estes autores a sugerir que muitos caracteres craniométricos rotineiramente usados em análises multivariadas no estudo da sistemática de roedores pudessem ter valor questionável no estudo sistemático daquele gênero e que somente classes etárias equivalentes de adultos devessem ser usadas em estudos de análise geográfica.

O crescimento craniano em classes de adultos, evidenciado também nos resultados das análises

TABELA 3. Estatística descritiva e análise de variância (ANOVA) para os sexos combinados das 21 variáveis estudadas em crânios de indivíduos sub-fósseis de *Kerodon rupestris* provenientes das grutas calcárias da Bahia.

VARÁVEIS	IDADE 4			IDADE 5			P	F
	N	MD	DP	N	MD	DP		
A1A Comp. occip-nasal	2	71.34	1.65	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
A1B Comp. nasal	4	21.988	1.631	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
A1C Comp. rostral 1	4	19.277	0.715	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
SA1 Comp. rostral 2	4	33.500	1.902	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
DD1 Larg. rostral	9	15.784	1.197	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
EE1 Larg.const.interorb.	13	17.440	1.236	2	17.330	0.636	0.906	0.01
BU Comp. frontal	14	28.129	2.618	2	30.425	0.375	0.249	1.45
UV Comp. parietal	9	19.959	1.759	2	20.765	0.177	0,550	0.39
FF1 Comp. diastema	9	20.740	1.620	1	22.440	0.000	0.349	0.99
F1G Comp.série.molar.sup	13	15.675	1.191	1	16.410	0.000	0.563	0.35
FH Comp. palato	9	30.560	2.327	1	32.080	0.000	0.553	0.38
HQ Comp.pós-palatal	5	28.436	1.844	1	29.330	0.000	0.681	0.20
GG1 Larg. maxilar	11	14.118	0.812	1	14.770	0.000	0.460	0.59
II1 Comp. fora. incisivo	8	7.874	1.020	1	7.510	0.000	0.746	0.11
FP Comp. basilar	4	47.663	1.501	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
TK Comp. condilobasal	3	70.860	0.952	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
LL1 Comp. bular	7	11.909	1.252	1	11.040	0.000	0.540	0.42
NN1 Larg.zigomática	2	36.49	2.10	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
OO1 Larg.entre.proc.parao	3	23.000	0.621	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ
PP1 Alt. craniana	8	18.846	0.989	1	19.310	0.000	0.672	0.20
CM Alt. rostral	5	12.702	0.976	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ	ϕ

(ϕ) dados ausentes.

com *Kerodon rupestris*, nos trouxe esta preocupação. Assim, na tentativa de ter uma amostra com um número equilibrado de espécimes em todas as classes etárias, optamos pelo emprego da análise discriminante independente do tamanho (STRAUSS, 1985) para as análises posteriores de variação geográfica. Desta forma o componente etário de variação pode ser adequadamente quantificado e o tamanho estatisticamente removido nas análises posteriores (BOOKSTEIN *et al.*, 1985).

O critério qualitativo de classificação etária determinado para espécimes recentes foi empregado com sucesso na alocação dos espécimes sub-fósseis. Neste sentido, foi possível constatar que os crânios dos indivíduos sub-fósseis pertencentes à mesma classe de idade apresentam dimensões maiores que aqueles dos indivíduos recentes. Este resultado corrobora os estudos de LUND (1839), onde o autor lista uma série de gêneros de mamíferos fósseis tendo dimensões maiores que as recentes, a saber: *Sphigurus* F. Cuvier, 1825; *Agouti* Lacépède, 1799; *Hydrochaerus* Gray,1825; *Eira*, *Coendou* Lacépède, 1799 e *Dasyprocta* Illiger, 1811. Fato semelhante foi detectado em CARTELLE & LEITE (1989) ao estudarem os *Myrmecophaga* Linnaeus, 1758, do Pleistoceno e do final do Holoceno da Bahia. Estes autores constataram que algumas dimensões cranianas eram "mais avantajadas" nos exemplares fósseis se comparados aos atuais, e não descartaram a possibilidade de vir a ser este fato a repetição do que se observa com outras espécies afins, sendo plausível a existência de novas espécies com especializações a ambientes mais restritos ou peculiares no território intertropical brasileiro.

DE OLIVEIRA *et al.* (1997), em estudos da paleovegetação e paleoclimas do Quaternário tardio da Caatinga brasileira concluem que no início do Holoceno o clima era mais frio e úmido do que o atual, com expansão da floresta úmida de galeria dentro da planície do Rio Icatú (local da coleta de esporos) no Estado da Bahia, cujos elementos arbóreos possuem distribuição geográfica atual na Amazônia e na Mata Atlântica. O aumento crescente da aridez teria causado, consequentemente, o aumento da Caatinga e do Cerrado nos últimos 4.000 anos. Se aceitarmos a idéia de que os sub-fósseis tenham vivido nesse período, como indica a fauna a eles associada, então o maior tamanho desses exemplares poderia ser explicado pela maior oferta de alimento naquelas localidades. Hoje, tanto a região onde se localizam as grutas na Bahia bem como a região de Campos Sales no Ceará, são consideradas como Semi-Árido ou Caatinga.

Variação Sexual

O dimorfismo sexual em mamíferos é um fenômeno relativamente comum, com tendência dos machos serem maiores que as fêmeas (RALLS, 1977; SHINE, 1989). Em roedores, a magnitude do dimorfismo sexual é relativamente baixa (DA FONSECA & KIERULFF, 1989; MCLAIN, 1993). Entretanto, diferenças em tamanho têm sido encontradas em caracteres cranianos de muitos taxa, como por exemplo em filotíneos (PROVENSAL & POLOP, 1993), esquilos (LEVENSON, 1990), geomiídeos ("pocket gophers") (DALY & PATTON, 1986), tuco-tucos (MALIZIA & BUSCH, 1991; GASTAL, 1994), e ratos "bandicoot" (HUSSAIN *et al.*, 1992).

Em roedores histricomorfos, o dimorfismo sexual tem sido considerado baixo e, na maioria das vezes, os machos são maiores em média craniana (PESSÔA & REIS, 1992; PESSÔA & STRAUSS, 2000). Para caviíneos, o dimorfismo sexual em caracteres crânio-faciais foi recentemente investigado para *Cavia* e os resultados mostram diferenças significativas entre os sexos, com dimorfismo favorecendo machos (FARMER, 2002). Neste estudo foi detectado que os machos de *Kerodon rupestris* são maiores que as fêmeas, embora exista uma grande área de sobreposição entre os sexos no espaço multivariado de caracteres.

Duas hipóteses têm sido geralmente usadas para explicar o dimorfismo sexual em tamanho, nomeadas de seleção sexual e divergência de nicho dentro da espécie (SHINE, 1989; DAYAN & SIMBERLOFF, 1994). A primeira, seleção sexual, pode envolver confronto entre machos por disputas de fêmeas, geralmente produzindo machos maiores e mais robustos que fêmeas (LANDE, 1980). A segunda hipótese é a de que a diferença no tamanho diferenciado do corpo pode envolver causas ecológicas que resultem em diferenças sexuais de nichos, diminuindo a competição inter sexual (SHINE, 1989; SCHULTE-HOSTEDDE, 2001). Para roedores, as duas explicações têm sido utilizadas, dependendo do táxon, mas os processos que determinam o dimorfismo sexual são ainda obscuros.

A hipótese da seleção sexual tem sido a mais usada (PANKAKOSKI, 1983; DALY & PATTON, 1986; HESKE & OSTFELD, 1990; LEVENSON, 1990), mas a da divergência de nicho é preferida quando os diferentes sexos possuem diferentes

"microhabitats" ou quando a diferença entre os sexos se dá entre aparato trófico (KENNEDY & SCHNELL, 1978; XIA & MILLAR, 1987; SCHULTE-HOSTEDDE, 2001). *Kerodon rupestris* exibe dimorfismo sexual significativo para parte dos caracteres do aparato trófico (largura do maxilar). No entanto, não se tem conhecimento da utilização diferencial de recursos alimentares na natureza entre os sexos nesta espécie. Um estudo em cativeiro sobre a biologia reprodutiva de *Kerodon rupestris* considerou a espécie como especialista trófico, uma vez que possui um grau de especialização escansorial e um modo de vida folívoro, deixando de ser caracterizado somente como um herbívoro terrestre como os demais gêneros dentro dos Caviinae (ROBERTS *et al.*, 1984).

A relação do tamanho corporal, bem como o grau de dimorfismo sexual e a qualidade nutricional diferenciada, foi estudada em Geomyidae e os resultados mostraram que o grau de crescimento destes animais e o dimorfismo sexual é influenciado pela qualidade de alimentos como uma resposta fenotípica a diferentes hábitats entre localidades (PATTON & BRYLSKI, 1987). Embora *Kerodon rupestris* exiba dimorfismo sexual para parte dos caracteres do aparato trófico, este não foi significativo o bastante para interferir nas futuras análises entre populações.

CONCLUSÕES

Os caracteres cranianos qualitativos selecionados foram úteis na elaboração de um critério para determinação de cinco categorias etárias de *Kerodon rupestris*.

A partir do critério etário com definição de jovens e adultos sugere-se que somente a última categoria seja empregada em estudos de variação geográfica nesta espécie, caso o efeito do tamanho não seja estatisticamente removido.

Constatou-se um crescimento craniano contínuo entre os indivíduos recentes, sendo este, entretanto, maior entre as idades dos jovens adultos (três e quatro) do que a juvenil (dois e três), em 18 das 22 variáveis analisadas, seguida dos adultos velhos (quatro e cinco).

O dimorfismo sexual é pouco acentuado em *Kerodon rupestris*, sendo entretanto os machos ligeiramente maiores do que as fêmeas. Este resultado foi corroborado pela análise canônica independente-do-tamanho que indicou uma grande área de sobreposição entre os sexos no espaço multivariado.

Todos os exemplares sub-fósseis analisados eram adultos, incluídos em duas diferentes classes quatro e cinco. Provavelmente a ocorrência somente de adultos seja devida à dificuldade de fossilização de crânios jovens, em função de sua fragilidade.

O critério etário aqui estabelecido foi empregado com sucesso para uma população proveniente de grutas calcárias do Estado da Bahia.

Os espécimes sub-fósseis de idade quatro apresentaram valores médios dos caracteres cranianos maiores do que os indivíduos recentes de mesma idade em 95,24% das variáveis mensuradas e 61,90% se comparados com os de idade cinco.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos responsáveis pela coleção de Mastozoologia do Museu Nacional/ UFRJ - Rio de Janeiro (MNRJ) e pela coleção de Paleontologia da Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais (PUC-MG), pelo empréstimo do material e apoio científico. Aos Drs. Cástor Cartelle (PUC-MG), Martin Ubilla (FCIEN-UY), Ulyses Pardiñas (CENPAT-AR) e Maria Guiomar Vucetch (MLP-AR), por seus comentários e sugestões. Aos professores do Museu Nacional, Dr. João Alves de Oliveira e Dr. Luiz Flamarion Barbosa de Oliveira, pela leitura e críticas da versão preliminar do manuscrito. A Pablo Rodrigues Gonçalves (MNRJ), pela imprescindível ajuda com as análises e programas estatísticos. Ao Prof. Celso Arcoverde de Freitas, por seu trabalho pioneiro na pesquisa do controle da peste bubônica no país. Ao apoio financeiro da CAPES e do CNPq. E em especial, agradecemos ao Prof. Ignacio Machado Brito por seu legado científico bem como por seu desempenho como educador, orientador e formador de importantes segmentos da Paleontologia brasileira atual.

REFERÊNCIAS

ALHO, C.J.R., 1982. Brazilian rodents: their habitats and habits. In: MARES, M.A & GENOWAYS, H. H. (Eds.) **Mammalian Biology in South America**. Pennsylvania Special Publication, Pymatuning Laboratory of Ecology, University of Pittsburgh, p.143-166.

BOOKSTEIN, F.; CHERNOFF, B.; ELDER, R.; HUMPHRIES, J.; SMITH, G. & STRAUSS, R., 1985. **Morphometrics in Evolutionary Biology**. Special Publication 15. The Academy of Natural Sciences of Philadelphia. 277p.

BRANDT, R.S. & PESSÔA, L.M., 1994. Intrapopulational variability in cranial characters of *Oryzomys subflavus* (Wagner, 1842) (Rodentia: Cricetidae), in northeastern Brazil. **Zoologischer Anzeiger**, **233**:45-55.

CABRERA, A., 1961. Catalogo de los mamíferos de América del Sur. II. (Sirenia, Perrissodactyla, Lagomorpha, Rodentia, Cetacea). **Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"**, Ciencias Zoológicas, **4**:309-732.

CARTELLE, C. & LEITE, M.T.V., 1989. Myrmecophagidae (Edentata, Vermiculata) do Pleistoceno final - Holoceno no Centro Oeste da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., Curitiba. **Anais**, Curitiba: Sociedade Brasileira de Paleontologia, v.1., p.571-581.

CHEREM, J.J.; OLIMPIO, J. & XIMENEZ, A., 1999. Descrição de uma nova espécie do gênero *Cavia* Pallas, 1766 (Mammalia – Caviidae) das Ilhas dos Moleques do Sul, Santa Catarina, Sul do Brasil. **Biotemas**, **12**(1):95-117.

DA FONSECA, G.A.B. & KIERULFF, M.C.M., 1989. Biology and natural history of Brazilian Atlantic forest small mammals. **Bulletin of Florida State Museum, Biological Sciences 34**(3):99-152.

DALY, J.C. & PATTON, J.L., 1986. Growth, reproduction, and sexual dimorphism in *Thomomys bottae* pocket gophers. **Journal of Mammalogy**, **67**:256-265.

DAYAN, T. & SIMBERLOFF, D., 1994. Character displacement, sexual dimorphism, and morphological variation among British and Irish mustelids. **Ecology**. **75**(4):1063-1073.

DE OLIVEIRA, P.E.; BARRETO, A.M.F. & SUGUIOI, K., 1997. Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário tardio da caatinga brasileira: o campo de dunas do médio Rio São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ESTRATIGRAFIA DO QUATERNÁRIO, 6., Curitiba. **Anais**, Curitiba. ABEQUA, p.473-477

REIS, S.F.; DA CRUZ, J.F. & VON ZUBEN, C.J., 1988. Análise multivariada da evolução craniana em roedores caviíneos: convergências de trajetórias ontogenéticas. **Revista Brasileira de Genética**, **11**(3)633-641

REIS, S.F.; PESSÔA, L.M. & STRAUSS, R.E., 1990. Application of size-free canonical discriminant analysis to studies of geographic differentiation. **Revista Brasileira de Genética**, **13**(3):509-520.

FARMER, M., 2002. **Sexual dimorphism in the craniofacial growth of the Guinea Pig (*Cavia porcellus*)**. 38p. Thesis (M.S) in Biological Sciences - University of Cincinnati, Cincinnati, Ohio, USA.

FREITAS, C.A., 1956. Notícia sobre a peste no Nordeste. **Revista Brasileira de Malariologia e Doenças Tropicais**. p.123-133.

FREITAS, C.A., 1988. **Histórias da Peste e outras Endemias**. Memória da Saúde Pública: PEC/ENSP – Rio de Janeiro. 214p.

FREITAS, C.A., 1998. **Saúde no Brasil**. Edições Bagaço. 209p.

GASTAL, M.L.A., 1994. Densidade, razão sexual e dados biométricos de uma população de *Ctenomys minutus* Nehring, 1887 (Rodentia, Caviomorpha, Ctenomyidae). **Iheringia, Série Zoologia, 77**:25-33.

GONÇALVES, P.R., 2001. **Identidade e alocação taxonômica de duas formas simpátricas de *Oxymycterus* (Rodentia: Sigmodontinae) do Sudeste do Brasil: uma avaliação de hipóteses sobre a diversidade do gênero**.135p, Dissertação. Programa de Pós-Graduação em Zoologia, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

GUIDON, N.; DA LUZ, M.; GUERIN, C. & FAURE, M., 1993. La toca de Janela da Barra do Antonião et les autres sites paleolithiques karstiques de l'aire archeologique de São Raimundo Nonato (Piaui, Bresil): etat des recherches. **Actes XII Congres International des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques**, **3**:483-491.

HERSHKOVITZ, P., 1962. Evolution of Neotropical cricetine rodents (Muridae), with special reference to the phyllotine group. **Fieldiana: Zoology**, **46**:1-524.

HESKE, E.J. & OSTFELD, R.S., 1990. Sexual dimorphism in size, relative size of testes, and mating systems in North American voles. **Journal of Mammalogy**, **71**(4):510-519.

HUSSAIN, I.; AHMAD, M.M. & BROOKS, J.E., 1992. Body size, sex ratio and reproduction of *Bandicota bengalensis* in northern Punjab, Pakistan. **Journal of Zoology**, **24**(3):193-198.

JUNGE, R. & HOFFMEISTER, D.E., 1980. Age determination in raccoons from cranial suture obliteration. **Journal of Wildlife Management**, **44**(3):725-729.

KENNEDY, M.L. & SCHNELL, G.D., 1978. Geographic variation and sexual dimorphism in Ord's kangaroo rat, *Dipodomys ordii*. **Journal of Mammalogy**, **59**(1):45-59.

KLEIMAN, D.G.; EISENBERG, J.F. & MALINIAK, E., 1979. Reproductive parameters and productivity of caviomorph rodents. In: EISENBERG, J.F. (Ed.) **Vertebrate Ecology in the Northern Neotropics**, Washington: Smithsonian Institution Press, p:173-183

LACHER, T.E., 1979. Rates of growth in *Kerodon rupestris* and an assessment of its potential as a domesticated food source. **Papéis Avulsos de Zoologia**, **33**:67-76.

LACHER, T.E., 1981. The comparative social behavior of *Kerodon rupestris* and *Galea spixii* and the evolution of behavior in the Caviidae. **Bulletin of Carnegie Museum of Natural History**, **17**:1-71.

LANDE, R., 1980. Sexual dimorphism, sexual selection, and adaptation in polygenic characters. **Evolution**, **34**(2):292-305.

LESSA, G.; GONÇALVES, P.R. & MONTEIRO, C., 1998. Estudo preliminar com crânios de *Kerodon rupestris* (Mammalia, Rodentia, Caviidae) encontrados em grutas calcárias da Bahia. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 1., Porto Alegre. **Anais**, Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p.32.

LEVENSON, H., 1990. Sexual size dimorphism in chipmunks. **Journal of Mammalogy**, **71**(2):161-170.

LUND, P.W., 1839. **Segunda memória sobre a fauna das cavernas**. In: PAULA COUTO, C. - 1950. Memórias sobre a Paleontologia Brasileira. Rio de Janeiro, Instituto Nacional do Livro, Ministério da Educação e Saúde, p.181

MALIZIA, A.I. & BUSCH, C., 1991. Reproductive parameters and growth in the fossorial rodent *Ctenomys talarum* (Rodentia: Octodontidae). **Mammalia**, **55**(2):293-305.

MANLY, B.F.J., 1994. **Multivariate Statistical Methods – A primer** – second edition. Chapman & Hall, 215p.

MCLAIN, D. K., 1993. Cope's rules, sexual selection, and the loss of ecological plasticity. **Oikos**, **68**(3):490-500.

MARES, M.A. & OJEDA, R.A., 1982. Patterns of diversity & adaptation in South American hystricognath rodents. In: MARES, M.A & GENOWAYS, H.H. (Eds.) **Mammalian Biology in South America**. Pennsylvania, Special Publication, Pymatuning Laboratory of Ecology, University of Pittsburgh, p.393-412.

MOOJEN, J., 1952. **Os roedores do Brasil**. Rio de Janeiro: Ministério da Educação e Saúde, Instituto Nacional do Livro, Biblioteca Científica Brasileira. 214p, il.

MOOJEN, J.; LOCKS, M. & LANGGUTH., A., 1997. A new species of *Kerodon* Cuvier, 1825 from the State of Goiás, Brazil (Mammalia, Rodentia, Caviidae). **Boletim do Museu Nacional, Nova Série, Zoologia**, Rio de Janeiro (377):1-10.

NOVAK, R.M., 1991. **Walker's Mammals of the Word** 5th ed. Baltimore: John Hopkins U. Press. 1629p.

OJASTI, J., 1978. **Estudio biológico del chiguire o capibara**. Fondo Nacional de Investigaciones Agropecuarias. República de Venezuela. 276p.

OLIVEIRA, J.A., 1992. **Estrutura da variação craniana em populações de *Bolomys lasiurus* (Lund, 1814) (Rodentia: Cricetidae) do Nordeste do Brasil**. 107p, Dissertação. Programa de Pós-Graduação em Zoologia, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

OLIVEIRA, J.A.; STRAUSS, R.E. & REIS, S.F., 1998. Assessing relative age and age structure in natural populations of *Bolomys lasiurus* (Rodentia: Sigmodontinae) in Northeastern Brazil. **Journal of Mammalogy**, **79**(4):1170-1183.

PANKAKOSKI, E., 1983. Morphological variation and population structure of Finnish muskrats, *Odatra zibethica* (L.). **Annales Zoologici Fennici**, **20**:207-222.

PATTON, J.L., 1987. Species groups of spiny rats genus *Proechimys* (Rodentia: Echimyidae). **Fieldiana: Zoology**, **N.S.**, **39**:305-345.

PATTON, J.L. & ROGERS, M.A., 1983. Systematic implications of on-geographic variation in spiny rats *Proechimys* (Echimyidae). **Zeitschrift für Sauegetierkunde**, **48**:363-370.

PATTON, J.L. & BRYLSKI, P.V., 1987. Pocket gophers in alfafa fields: causes and consequences of habitat-related body size variation. **The American Naturalist**, **130**(4):493-505.

PESSÔA, L.M. & REIS, S.F., 1991. The contribution of indeterminate growth to non-geographic variation in adult *Proechimys* (Echimyidae). **Zeitschrift für Sauegetierkunde**, **56**:219-24.

PESSÔA, L.M. & REIS, S.F., 1992. An analysis of morphological discrimination between *Proechimys dimidiatus* and *Proechimys iheringi* (Rodentia: Echimyidae). **Zoologischer Anzeiger**, **228**:189-200.

PESSÔA, L.M. & REIS, S.F., 1994. Systematic implications of craniometric variation in *Proechimys iheringi* Thomas (Rodentia: Echimyidae). **Zoologischer Anzeiger**, **232**:181-200.

PESSÔA, L.M. & STRAUSS, R.E., 1999. Cranial size and shape variation, pelage and bacular morphology, and subspecific differentiation in spiny rats, *Proechimys albispinus* (Is. Geoffroy, 1838), from northeastern Brazil. **Bonner Zoologische Beiträge**, **48**:231-243.

PESSÔA, L.M. & STRAUSS, R.E., 2000. Aplicação do método de Wright da análise de fator para caracterizar o dimorfismo sexual em *Coendou nycthemera* Olfers, 1818, (Erethizonthidae, Rodentia). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ZOOLOGIA, XXIII, Cuiabá, **Anais**, Universidade Federal do Mato Grosso, Cuiabá, p.643-644

PROVENSAL, M.C. & POLOP, J., 1993. Growth and determination of age in *Calomys musculinus* (Rodentia, Cricetidae). **Mammalia**, **57**(2):245-254.

RALLS, K., 1977. Sexual dimorphism in mammals: avian models and unanswered questions. **The American Naturalist**, **111**:917-938.

REIG, O.A., 1977. A proposed unified nomenclature for the enamelled components of the molar teeth of the Cricetidae (Rodentia). **Journal of Zoology**, London, **181**:227-241.

ROBERTS, M.; MALINIAK, E. & DEAL, M., 1984. The reproductive biology of the rock cavy, *Kerodon rupestris*, in captivity: a study of reproductive adaptation in a tropic specialist. **Mammalia**, **48**(2):253-266.

SHINE, R., 1989. Ecological causes for the evolution of sexual dimorphism: a review of the evidence. **Quarterly Review of Biology**, **64**:419-461.

SCHULTE-HOSTEDDE, A.I.; MILLAR, J.S. & HICKLING, G.J, 2001. Sexual dimorphism in body composition of small mammas. **Canadian Journal of Zoology**, **79**:1016-1020

SOKAL, R.R. & ROHLF, F.J., 1981. **Biometry**. 2nd. Ed. San Francisco: Freeman. 859p.

STRANEY, D.O., 1978. Variance partitioning and non-geographic variation. **Journal of Mammalogy**, **59**:1-11.

STRAUSS, R.E., 1985. Static allometry and variation in body form in the South American catfish genus *Corydoras* (Callichthyidae). **Systematic Zoology**, **34**:381-396.

STRAUSS, R.E.; ATANASSOV, M.N. & OLIVEIRA, J.A., 2003. Evaluation of the principal-component and the expectation-maximization methods for estimating missing data in morphometric studies. **Journal of Vertebrate Paleontology**, **23**(2):284-296

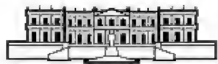
THORPE, R., 1983. A review of numerical methods for recognizing and analysing racial differentiation. In: FELSENSTEIN, J. (Ed.) **Numerical Taxonomy**. Berlin: NATO Advanced Study Institute Series G (Ecological Sciences). No.1: Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

VAN GELDER, R.G., 1968. The genus *Conepatus* (Mammalia, Mustelidae): variation within a population. **American Museum Novitates**, **2322**:1-37.

VOSS, R.S. & ANGERMAN, R., 1997. Revisionary notes on Neotropical porcupines (Rodentia: Erethizontidae). 1. Type Material described by Olfers (1818) and Kuhl (1820) in Berlin Zoological Museum. **American Museum Novitates**, **3214**:44.

WOODS, C.A., 1993. Suborder Hystricognathi. In: WILSON, D.E. & REEDER, D.M. (Eds.) **Mammal Species of the World**. Washington: Smithsonian Institution Press, p.771-806.

XIA, X. & MILLAR, J.S., 1987. Morphological variation in the deer mice in relation to sex and habitat. **Canadian Journal of Zoology**, **65**:527-533.


Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.63, n.3, p.619-624, jul./set.2005
ISSN 0365-4508

A CONTRIBUIÇÃO DE IGNACIO AURELIANO MACHADO BRITO À ICNOLOGIA BRASILEIRA [1]

(Com 1 figura)

ANTONIO CARLOS SEQUEIRA FERNANDES [2, 3]
VERA MARIA MEDINA DA FONSECA [2, 4]

RESUMO: Ignacio Aureliano Machado Brito foi um dos paleontólogos brasileiros que muito contribuiu para o conhecimento da Paleontologia do Brasil, tanto através dos trabalhos e livros que publicou como pelas atividades docentes que desempenhou em sua carreira acadêmica. Dedicou-se particularmente ao estudo dos microfósseis e dos paleoinvertebrados, passando também pela Icnologia, neste caso assinalando a presença de *Asteriacites* na Formação Pimenteira, Devoniano da bacia do Parnaíba, através de dois novos icnoespécimens. Os exemplares estudados por Ignacio Brito foram aqui revisados e identificados como *A. stelliforme*.

Palavras-chave: Icnologia. Formação Pimenteira. Devoniano. Bacia do Parnaíba. *Asteriacites*.

ABSTRACT: The contribution of Ignacio Aureliano Machado Brito to the Brazilian Ichnology.

Ignacio Aureliano Machado Brito was one of the Brazilian paleontologists that contributed very much to the paleontological knowledge of Brazil with his papers, books and teaching in the Brazilian universities. He studied mainly microfossils and paleoinvertebrates, but also contributed to Ichnology, by describing two ichnospecimens of *Asteriacites* from the Pimenteira Formation, Devonian of the Parnaíba Basin. The specimens studied by Ignacio Brito were revised in this paper and identified as *A. stelliforme*.

Key words: Ichnology. Pimenteira Formation. Devonian. Parnaíba Basin. *Asteriacites*.

INTRODUÇÃO

Após a fase inicial das grandes expedições geológicas como as da Comissão Geológica do Império e das contribuições de Charles Frederick Hartt, Orville Adelbert Derby, Charles Abiathar White e John Milne Clarke nas últimas décadas do século XIX, a paleontologia brasileira foi marcada, no século XX, por um número significativo de pesquisadores de universidades e instituições de pesquisa nacionais que a ela se dedicaram intensamente. Entre esses pesquisadores estava Ignácio Aureliano Machado Brito.

Ignácio Brito formou-se em História Natural pela Universidade do Brasil (em 1960), ingressando em seguida na Petrobras e obtendo o título de geólogo de petróleo pela Universidade Federal da Bahia em 1962; posteriormente obteve seu grau de Mestre em Ciências pela Universidade de Stanford, Estados Unidos da América, em 1966 (CAMPOS, 2001). Após sua saída da Petrobras, fez sua passagem como pesquisador no Departamento Nacional de Produção Mineral e atuou como professor em instituições acadêmicas como as universidades federais do Ceará, Mato Grosso e Paraíba, mas principalmente no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, onde chegou a Professor Titular, ali permanecendo até sua aposentadoria. Como paleontólogo, dedicou-se ao estudo dos microfósseis, sendo reconhecidos os seus trabalhos sobre os acritarcos, e dos paleoinvertebrados brasileiros, neste caso com grandes contribuições ao conhecimento dos amonitas e, também, dos equinóides das formações cretácicas e terciárias. Além de sua dedicação aos grupos citados, Ignácio Brito fez também sua passagem pela Icnologia, quando assinalou a presença de *Asteriacites* na Formação Pimenteira, Devoniano da bacia do Parnaíba. É sobre esta sua passagem na Icnologia brasileira que trata este

[1] Submetido em 16 de abril de 2004. Aceito em 22 de julho de 2005.
Apoio do Instituto Virtual de Paleontologia – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ).
[2] Museu Nacional/UFRJ, Departamento de Geologia e Paleontologia. Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
[3] Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Departamento de Estratigrafia e Paleontologia. Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, 20559-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
E-mails: fernande@acd.ufrj.br, fernande@uerj.br e acsfernandes@aol.com.
Bolsista do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).
[4] E-mail: vmedina@acd.ufrj.br.

trabalho, com uma revisão sistemática dos exemplares por ele estudados.

A BACIA DO PARNAÍBA E SEU CONTEÚDO ICNOFOSSILÍFERO

Situada principalmente no Nordeste brasileiro, a bacia do Parnaíba abrange uma área com cerca de 600.000km² ocupando parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará, Bahia e Goiás. Embora seja considerada uma bacia caracteristicamente paleozóica, a bacia do Parnaíba contém também depósitos mesozóicos e cenozóicos pouco espessos e que cobrem grandes áreas de sua extensão. Sobre um embasamento metamórfico proterozóico e unidades litoestratigráficas atribuídas ao neoproterozóico e do Cambriano-Ordoviciano, a bacia do Parnaíba apresenta um pacote sedimentar dividido em cinco seqüências: Siluriana, Devoniana, Carbonífero-triássica, Jurássica e Cretácica (GÓES & FEIJÓ, 1994). À Seqüência Devoniana corresponde o Grupo Canindé, o qual é constituído pelas formações Itaim, Pimenteira (representativa da maior ingressão marinha na bacia), Cabeças, Longá e Poti. Com um conteúdo fossilífero expressivo, particularmente na Formação Pimenteira, o Grupo Canindé possui fósseis de trilobitas, braquiópodes, moluscos, conulárias, entrocas de crinóides e outros macrofósseis, além de icnofósseis.

Quanto ao último grupo de fósseis, a Formação Pimenteira tem revelado um conteúdo icnofossilífero bastante significativo representado pelos icnogêneros *Arenicolites*, *Asteriacites*, *Asterosoma*, *Bifungites*, *Chondrites*, *Cruziana*, *Cylindrichnus*, *Diplichnites*, *Diplocraterion*, *Helminthopsis*, *Lophochtenium*, *Isopodichnus*, *Macaronichnus*, *Merostomichnites*, *Neoskolithos*, *Nereites*, *Palaeohelminthoida*, *Palaeophycus*, *Phycosiphon*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Rosselia*, *Rusophycus*, *Scolicia*, *Skolithos*, *Spirophyton*, *Subphyllocorda*, *Teichichnus* e *Zoophycos* (FERNANDES *et al.*, 2002 e as referências citadas por esses autores; YOUNG, BORGHI & FERNANDES, 2002; AGOSTINHO, CORRÊA & FERNANDES, 2003; AGOSTINHO, VIANA & FERNANDES, 2003; CAMPELO & VIANA, 2003; FERNANDES, AGOSTINHO & VIANA, 2003; NASCIMENTO *et al.*, 2003; YOUNG & BORGHI, 2003).

BRITO (1977) deu a primeira contribuição à ocorrência de *Asteriacites* na formação, assinalando a presença de uma amostra com dois exemplares. Estes foram coletados por Carlos Cordeiro Ribeiro, da empresa Metago, em arenitos finos ferruginosos da formação localizados a aproximadamente 30km da margem direita do rio Tocantins na reserva indígena de Xerentes, no Município de Tocantínia, atualmente pertencente ao Estado de Tocantins. Posteriormente, a amostra foi depositada na coleção de paleoinvertebrados do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional sob o número 5339-I. Neste trabalho, apresenta-se uma breve discussão sobre esses exemplares que são identificados como pertencentes à icnoespécie *Asteriacites stelliforme* (Miller & Dyer, 1878).

BRITO (1977) também somente ilustrou um outro exemplar procedente de camadas da Formação Longá que afloram nas proximidades da localidade de Oeiras, no Estado do Piauí.

O ICNOGÊNERO *ASTERIACITES* SCHLOTHEIM, 1820 E OS EXEMPLARES DESCRITOS POR IGNACIO BRITO

O icnogênero *Asteriacites* tem por característica ser representado por escavações horizontais rasas, estreladas, portadoras geralmente de cinco braços que se afunilam a partir de uma porção central escavada com relativa profundidade (RINDSBERG, 1994). Distribuindo-se do Cambriano Inferior (CRIMES, 1994) ao Recente (MIKULÁS, 1992), *Asteriacites* é considerado como um icnofóssil de repouso (*Cubichnia*) que tanto pode ter sido produzido por ofiuróides como por asteróides (SEILACHER, 1953). De acordo com MÁNGANO *et al.* (1999) a maioria das escavações identificadas como *Asteriacites* deve ser considerada como resultado das atividades de ofiuróides e, autores como MIKULÁS (1990) e WEST & WARD (1990), chegaram a assinalar a presença de ofiuróides preservados em exemplares de *Asteriacites*. Entretanto, a icnoespécie *A. stelliforme*, identificada para as escavações estudadas por BRITO (1977), é atribuída à atividade de repouso de estrelas-do-mar (OSGOOD, 1970; RINDSBERG, 1994). Por ser relacionado à atividade de equinodermos, *Asteriacites* é tradicionalmente considerado como um excelente indicador de ambientes de salinidade normal ou quase normal (RINDSBERG, 1994), embora MÁNGANO *et al.* (1999) não o trate como uma indicação inequívoca de ambientes marinhos exclusivamente normais. Nos ambientes marinhos, distribui-se desde as fácies de águas rasas às profundas (MIKULÁS, 1992).

São reconhecidas cinco icnoespécies de *Asteriacites* (MÁNGANO *et al.*, 1999): *A. lumbricalis* Schlotheim, 1820, *A. quinquefolius* Quenstedt, 1876, *A. stelliforme* (Miller & Dyer, 1878), *A. gugelhupf* Seilacher, 1983 e *A. aberensis* Crimes & Crossley,

1991. De acordo com OSGOOD (1970) e RINDSBERG (1994), *A. stelliforme* é representada por traços estrelados de simetria pentâmera, em que os braços encontram-se ornamentados com estriações regulares a irregulares, pouco espaçadas e dispostas em *chevron*, apontando para o interior. Segundo OSGOOD (1970), as estriações seriam resultantes das escavações produzidas pelos pés ambulacrais quando o animal saía de sua posição de repouso e compreenderiam, então, uma característica diagnóstica que diferenciaria *A. stelliforme* das demais icnoespécies (RINDSBERG, 1994). Para OSGOOD (1970) e SEILACHER (1953), *A. quinquefolius* teria em seus braços uma aparência "peluda", enquanto que, ainda segundo OSGOOD (1970), *A. lumbricalis* apresentaria braços menores e ausência das estriações. A presença de um disco central, braços vermiformes relativamente estreitos, expansão proximal, ramificações e repetições verticais e horizontais são também características associadas à *A. lumbricalis* (MÁNGANO *et al.*, 1999). Quanto às duas outras icnoespécies, *A. aberensis* caracteriza-se por impressões pequenas pentarradiadas com ampla área central de dimensões comparável ao comprimento dos raios (CRIMES & CROSSLEY, 1991) e *A. gugelhupf* pela forma cônica e cinco lobos dotados de um sulco mediano (SEILACHER, 1983). Esta última icnoespécie, entretanto, não corresponderia a escavações de descanso e, sim, de habitação (*domichnia*), o que a incluiria dentro do icnogênero *Pentichnus* Maerz, Kaesler & Hakes, 1976 (*vide* MÁNGANO *et al.*, 1999).

Quando Ignácio Brito, em 1977, registrou a ocorrência dos exemplares de Tocantínia, identificou-os como *Asteriacites* sp. (*sic*), não fazendo inferências sobre sua determinação em nível de icnoespécie. Na amostra estudada existem duas escavações de simetria pentâmera preservadas em hiporrelevo convexo cujos braços afunilam-se em direção às extremidades. Os dois exemplares pouco diferem tanto em suas dimensões como em suas características morfológicas, mas destoam no padrão de preservação. O exemplar de melhor preservação (Fig.1) possui quatro braços completos e um incompleto, apresentando raios (distância do centro à extremidade do braço) que variam de 3,0 a 4,0cm e, em uma análise mais detalhada, permite a visualização nos braços de impressões regulares das estriações em *chevron* que possibilitam a sua identificação como *A. stelliforme*. Devido à preservação, o outro exemplar permite somente a visualização de dois de seus braços cujos raios variam de 3,5 a 4,0cm, mas as estriações não se encontram evidenciadas.

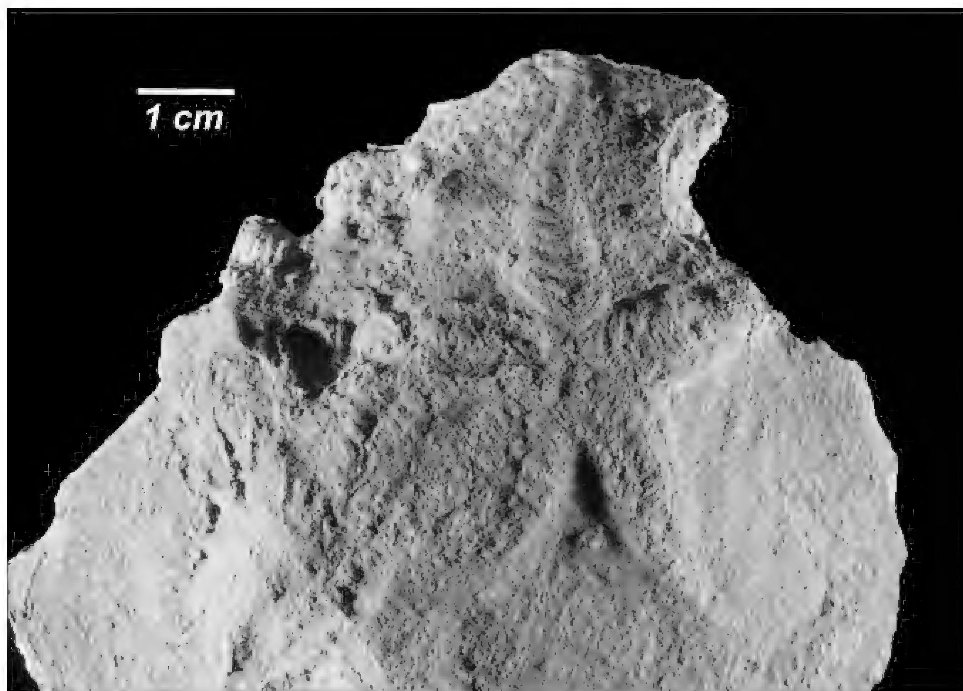


Fig.1- Vista geral do principal exemplar de *Asteriacites stelliforme* (Miller & Dyer, 1878), descrito originalmente por Ignácio Machado Brito em 1977 para a Formação Pimenteira.

BRITO (1977) comparou as formas assinaladas às descritas e ilustradas por SANTOS & CAMPANHA (1970, p.741, figs.5-6) como *Asteriacites* sp. (*sic*) para a Formação Inajá (Devoniano da bacia de Jatobá), ressaltando sua semelhança e a diferença nas dimensões dos braços. Em sua descrição, SANTOS & CAMPANHA (1970, p.741) assinalaram a existência de impressões "...paralelas, oblíquas, equidistantes..." e em forma de V com vértice voltado em direção à região central, característica diagnóstica que também permite a identificação dos exemplares como *A. stelliforme*.

Além dos exemplares agora identificados como *A. stelliforme*, outros exemplares atribuídos a esta icnoespécie foram assinalados para a Formação Pimenteira por SILVA (1999).

OUTRAS CITAÇÕES DE *ASTERIACITES* NO BRASIL

O registro de *Asteriacites* no Brasil, portanto, parece limitar-se ao Devoniano, já que, além das ocorrências desta idade, sua presença nos sedimentitos pré-cambrianos da bacia de Camaquã foi assinalada com ressalva (*?Asteriacites*) e, atualmente, é considerada como uma forma de *Planolites* (*vide* FERNANDES *et al.*, 2002). A icnoespécie *A. stelliforme* ocorre, além da Formação Pimenteira, na Formação Longá (MUNIZ, 1982), na mesma bacia, e na Formação Inajá, esta última da bacia de Jatobá, no Estado de Pernambuco (MUNIZ, 1985). Quanto ao registro de *A. lumbricalis*, há somente uma referência para a Formação Inajá assinalada por MUNIZ (1985); os demais registros de *Asteriacites* não foram reconhecidos em nível de icnoespécie, sendo apenas identificados como *Asteriacites* sp. (*sic*) (FERNANDES *et al.*, 2002). As outras icnoespécies conhecidas para o icnogênero não chegaram a ser assinaladas no Brasil.

Entretanto, a morfologia de *Asteriacites*, somada à sua tradicional caracterização de paleoambientes marinhos, terminou por resultar em uma discussão sobre a identificação de outro icnofóssil. Como a principal interpretação para a origem de *Asteriacites* é a de que corresponda a atividades de equinodermos asteróides ou ofiuróides, surgiram então problemas quanto à determinação de outra estrutura como possivelmente pertencente a esse icnogênero. É o caso da escavação designada como *Notopus petri* Leonardi, 1983, registrada na Formação Ponta Grossa, Devoniano da bacia do Paraná (LEONARDI, 1983). *Notopus* foi inicialmente interpretado como uma pegada produzida por um anfíbio devido a características morfológicas como tetradactilia, ausência de unhas ou garras e de almofadas. Representaria assim a impressão de uma suposta condição tetradáctila primitiva, diferente de outras pegadas já conhecidas e atribuídas aos anfíbios. Como resultado de sua atribuição a esses vertebrados e pela posição geográfica da ocorrência, longe das conhecidas zonas de origem dos anfíbios mais antigos, o Brasil seria, portanto, uma das regiões de origem dos vertebrados tetrápodes, ressaltando assim a importância do icnofóssil. A revisão da morfologia de *Notopus* e as informações paleoambientais referentes à sua ocorrência, entretanto, lançaram dúvidas sobre sua interpretação original. ROCEK & RAGE (1994), em uma nova hipótese, argumentaram que não poderia ser excluída a possibilidade do exemplar representar uma impressão imperfeita produzida por um equinodermo asteróide ou ofiuróide – como *Asteriacites* – não devendo a mesma ser tomada como uma evidência inequívoca de anfíbios devonianos. Embora demonstre semelhanças morfológicas com os exemplares de *Asteriacites*, estas não são conclusivas, e as discussões sobre a identificação de *Notopus* como pegada de anfíbio ou escavação produzida por um asteróide ou ofiuróide permanecem em aberto. Por outro lado, deve-se ressaltar que a fauna associada, constituída por braquiópodes, tentaculitídeos, pistas e escavações de anelídeos, além de escavações (*e.g.*, *Bifungites paranaensis* Fernandes & Melo, 1985) atribuídas a artrópodes, é indicadora de um ambiente marinho mais profundo, impróprio para a existência de anfíbios.

CONCLUSÃO

A nova análise dos exemplares descritos por BRITO (1977) da Formação Pimenteira permitiu a sua identificação em nível de icnoespécie, contribuindo para o conhecimento da distribuição das icnoespécies de *Asteriacites* nos terrenos devonianos brasileiros. A Formação Pimenteira, em especial, tem sido alvo de constantes estudos icnológicos auxiliando, sobremaneira, para o conhecimento da sua paleofauna. A presença de *A. stelliforme* não apenas contribui para a interpretação de um paleoambiente marinho para a formação, como também fortalece a interpretação da presença de asteróides fósseis na unidade, já que se trata de icnoespécie atribuída à atividade desses animais.

REFERÊNCIAS

AGOSTINHO, S.; CORRÊA, L.M.S.A. & FERNANDES, A.C.S., 2003. Os icnofósseis da Formação Pimenteira (Devoniano da Bacia do Parnaíba) no Município de Miranorte, Estado do Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 18., Brasília. **Boletim de Resumos...**, Brasília: Sociedade Brasileira de Paleontologia, p.34.

AGOSTINHO, S.; VIANA, M.S.S. & FERNANDES, A.C.S., 2003. Um novo registro do icnogênero *Bifungites* na Formação Pimenteira (Devoniano), Bacia do Parnaíba, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 18., Brasília. **Boletim de Resumos...**, Brasília: Sociedade Brasileira de Paleontologia, p.35.

BRITO, I.M., 1977. Ocorrência de bióglifos no Devoniano Inferior do Município de Tocantínia, Goiás. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **49**(3):461-464.

CAMPELO, F.M.A.C. & VIANA, M.S.S., 2003. A palaeoenvironmental interpretation of the Pimenteira Formation, Parnaíba Basin, Northeast Brazil, based on ichnofossils. In: LATINAMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., Belém. **Abstracts...**, Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi e Universidade Federal do Pará, p.172-173.

CAMPOS, D.A., 2001. Um professor de Paleontologia: Ignácio Brito (1938-2001). **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, **24**:11-13.

CRIMES, T.P., 1994. The period of early evolutionary failure and the dawn of evolutionary success: the record of biotic changes across the PreCambrian-Cambrian boundary. In: DONOVAN, S.K. (Ed.) **The paleobiology of trace fossils**. Baltimore: The Johns Hopkins University Press, p.105-133.

CRIMES, T.P. & CROSSLEY, J.D., 1991. A diverse ichnofauna from Silurian flysch of the Aberystwyth Grits Formation, Wales. **Geological Journal**, **26**:26-64.

FERNANDES, A.C.S.; AGOSTINHO, S. & VIANA, M.S.S., 2003. O icnogênero *Bifungites* e sua nova ocorrência na Formação Pimenteira (Devoniano), Bacia do Parnaíba, Brasil. In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA, 6., Monte da Caparica, Portugal. **Ciências da Terra (Universidade Nova de Lisboa)**, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, p.A72-A75.

FERNANDES, A.C.S.; BORGHI, L.; CARVALHO, I.S. & ABREU, C.J., 2002. **Guia dos icnofósseis de invertebrados do Brasil**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 260p.

GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, **8**(1):57-68.

LEONARDI, G., 1983. *Notopus petri* nov.gen., nov.sp. – une empreinte d'amphibien du Dévonien au Paraná (Brasil). **Geobios**, Lyon, **16**(2):233-239.

MÁNGANO, M.G.; BUATOIS, L.A.; WEST, R.R. & MAPLES, C.G., 1999. The origin and paleoecologic significance of the trace fossil *Asteriacites* in the Pennsylvanian of Kansas and Missouri. **Lethaia**, Oslo, **32**:17-30.

MIKULÁS, R., 1990. The ophiuroid *Taeniaster* as a tracemaker of *Asteriacites*, Ordovician of Czechoslovakia. **Ichnos**, Amsterdam, **1**(2):133-137.

MIKULÁS, R., 1992. The ichnogenus *Asteriacites*: paleoenvironmental trends. **Vestnik Ceského geologického ústavu**, Praha, **67**(6):423-434.

MUNIZ, G.C.B., 1982. Ichnofósseis devonianos da Formação Longá, no Estado do Piauí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador. **Anais...**, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, **4**:1305-1316.

MUNIZ, G.C.B., 1985. Icnofósseis fanerozóicos do Nordeste. In: **Fanerozóico Nordestino**. Recife, Centro de Tecnología, Universidade Federal de Pernambuco, Série D, Textos Didáticos, **1**:21-23.

NASCIMENTO, M.C.; MOURA, C.R.; CAMPELO, F.M.A.C.; AGOSTINHO, S. & VIANA, M.S.S., 2003. Paleoenvironmental significance of trilobite traces in the Parnaíba Basin, NE of Brazil. In: LATINAMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., Belém. **Abstracts...**, Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi e Universidade Federal do Pará, p.176-177.

OSGOOD, R.G., 1970. Trace fossils of the Cincinnati area. **Paleontographica Americana**, Ithaca, **6**:281-444.

RINDSBERG, A.K., 1994. Ichnology of the Upper Mississipian Hartselle Sandstone of Alabama, with notes on other Carboniferous formations. **Geological Survey of Alabama Bulletin**, Tuscaloosa, (158):1-107.

ROCEK, Z. & RAGE, J.C., 1994. The presumed amphibian footprint *Notopus petri* from the Devonian: a probable starfish trace fossil. **Lethaia**, Oslo, **27**(3):241-244.

SANTOS, M.E.C.M. & CAMPANHA, V.A., 1970. Bióglifos da Formação Inajá, Devoniano de Pernambuco. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, **42**(4):739-746.

SEILACHER, A., 1953. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia). **Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie, Abhandlungen**, Stuttgart, **98**(1):87-124.

SEILACHER, A., 1983. Upper Paleozoic trace fossils from the Gilf Kebir-Abu Ras area in southwestern Egypt. **Journal of African Earth Sciences**, Johannesburg, **1**(1):21-34.

SILVA, S.M.O.A., 1999. **Icnofósseis da Formação Pimenteira, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Município de Pimenteiras, Piauí**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia/Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 46p.

WEST, R.R. & WARD, E.L., 1990. *Asteriacites lumbricalis* and a protasterid ophiuroid. In: BOUCOT, A.J. (Ed.), **Evolutionary paleobiology of behavior and coevolution**. Amsterdam: Elsevier, p.321-327.

YOUNG, C.G.K. & BORGHI, L., 2003. An event of forced regression in the Pimenteira Formation (Devonian,

Parnaíba Basin, Brazil). In: LATINAMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3., Belém. **Abstracts...**, Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi e Universidade Federal do Pará, p.168-170.

YOUNG, C.G.K.; BORGHI, L. & FERNANDES, A.C.S., 2002. Icnofósseis na Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba) em testemunhos de sondagem. **Paleontologia em Destaque**, São Leopoldo (40):21.



Associação Amigos do
Museu Nacional

www.samn.kit.net
amigos@mn.ufrj.br
2568-8262 - ramal: 203
2568-1347 - ramal: 26

A Associação Amigos do Museu Nacional (SAMN) é uma instituição sem fins lucrativos. Fundada em 13 de janeiro de 1937 por professores do Museu Nacional, em 23 de dezembro de 1966 foi reconhecida como de utilidade pública pela Lei Estadual n°1200.

Os objetivos da SAMN ligam-se ao enriquecimento da cultura nacional – incentivar o ensino das Ciências Naturais e Antropológicas através de visitas, cursos, concursos, etc.; enriquecer as coleções científicas do Museu Nacional; promover expedições científicas e atividades técnico-científicas no país; incentivar o respeito ao índio e a suas manifestações culturais, à natureza e à preservação de suas riquezas e, finalmente, promover atividades esportivas, recreativas e sociais.

A atual Diretoria da SAMN está trabalhando no sentido de revitalizar a Sociedade, objetivando, inclusive, maior integração com as escolas que visitam o Museu Nacional.

Com vistas a promover essa integração, está sendo lançada uma campanha de adesões, de caráter permanente. A filiação à SAMN poderá ser feita por fax (ficha de inscrição abaixo) ou on line (ficha de inscrição na homepage).

The Friends of the Brazilian National Museum (SAMN) is a non-profit institution. It was founded on January 13, 1937 and on December 23, 1966 it was recognized as an institution of public utility by State Law # 1200.

The objectives of SAMN are linked to the enrichment of the national culture – motivation of the teaching of Natural and Anthropological sciences through visits, courses, contests etc.; enrichment of the scientific collections of Museu Nacional; promotion of scientific expeditions and technical-scientific activities in the country; motivation of the respect to the Native and their culture, to Nature and the preservation of its wealth and, finally, promotion of sports, recreational and social activities.

The current Directory of SAMN works hard for the revitalization of the Society, also aiming at the integration with the many schools that visit the Museu Nacional.

The affiliation to SAMN can be made by fax (application form below) or online (application form on the homepage)

Endereço / Address
Quinta da Boa Vista, São Cristóvão, 20940-040, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

NOME/NAME: ....

ENDEREÇO/ADDRESS: ....

.... CEP/CODE: ....

TEL/PHONE #: .... CEL/MOBILE: ....

E-MAIL: .... HOMEPAGE: ....

NASCIMENTO/BIRTH: ..../........./.......... CPF/CNPJ/CGC: ....

ID/ÓRGÃO EXP.: ....

ATIVIDADES/ACTIVITIES: ....

....

MUSEU NACIONAL
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Quinta da Boa Vista, São Cristóvão
20940-040 – Rio de Janeiro, RJ, Brasil

Impresso na Gráfica da UFRJ

SUMÁRIO / CONTENTS

INSTRUCTIONS TO AUTHORS

The authors are totally responsible for the content of the texts

1 - The MUSEU NACIONAL/UFRJ publishes reports of original scientific research in the field of Natural and Anthropological Sciences in the following publications: *Arquivos do Museu Nacional* (ISSN 0365-4508); *Publicações Avulsas do Museu Nacional* (ISSN 0100-6304); *Relatório Anual do Museu Nacional* (ISSN 0557-0689); *Boletim do Museu Nacional, Nova Série – Antropologia* (ISSN 0080-3189), *Botânica* (ISSN 0080-3197), *Geologia* (ISSN 0080-3200) and *Zoologia* (ISSN 0080-312X); *Série Livros* (ISBN 85-7427). All are indexed in the following data base: Biological Abstracts, ISI - Thomson Scientific, Ulrich's International Periodicals Directory, Zoological Record, NISC Colorado, Periodica and C.A.B. International.

2- The unpuclished manuscript must be submitted in three high-quality copies, printed on one side of A4 paper, double-spaced, font Times New Roman (12), together with an electronic version (Word for Windows) not formatted. The manuscripts can be submitted in Portuguese or English (for other languages consult the Editorial Board). All foreign expressions have to be italicized.

3- The text has to be preceded by the identification of the author (name, institutional affiliation, and complete address).

4- An abstract followed by the title and key works in both languages have to be provided in English and Portuguese.

5- All illustrations, designated in the text as figure (Fig.1, Fig.2, etc.), must have scale bars. Titles or captions must be typed apart. Illustrations should be digitalized (TIFF files).

6- All citations must indicate author and year of publication, with the author(s') last name(s) in upper case followed by the publications date of the cited document, separated by a comma and in brackets; i.e.: (PEREIRA, 1996).

7- The references must be presented at the end of the text in alphabetical order, as follows:

Books/chapters in books:

LIMA, D.A., 1982. Present-day forest refuges in Northeastern Brazil. In: PRANCE, G.T. (Ed.) **Biological diversification in the tropics**. New York: Columbia University Press. p.245-251.

Periodicals:

MORA, O.A.; SIMÕES, M.J. & SASSO, W.S., 1987. Aspectos ultra-estruturais dos fibroblastos durante a regressão da cauda dos girinos. **Revista Brasileira de Biologia**, Rio de Janeiro, **47**(4):615-618, figs.1-2.

Papers published in scientific meetings:

VENTURA, P.E.C., 1985. Avifauna de Morro Azul do Tinguá, Miguel Pereira, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ZOOLOGIA, 12., Campinas. **Resumos...** Campinas: Universidade Estadual de Campinas, p.273.

Documents obtained at the internet:

POMERANCE, R., 1999. **Coral mortality, and global climate change**. Disponível em: <http://www.gov/topical/global/envinon/99031002.htm>. Acesso em:18 abr. 1999.

8- A total of 50 (fifty) copies, per article, are offered free of charge for the author(s).

9- All correspondence and manuscripts must be sent to the following address:
Comissão de Publicações
Museu Nacional/UFRJ
Quinta da Boa Vista, São Cristóvão
20940-040 – Rio de Janeiro, RJ, Brasil
Tels.: (0xx21) 2568 1347 ramal 22
E-mail: <compubli@mn.ufrj.br>

INSTRUÇÕES PARA AUTORES

O conteúdo dos artigos é de inteira responsabilidade do(s) autor(es)

1- O MUSEU NACIONAL/UFRJ edita, nas áreas das Ciências Naturais e Antropológicas:

Arquivos do Museu Nacional (ISSN 0365-4508); *Publicações Avulsas do Museu Nacional* (ISSN 0100-6304); *Relatório Anual do Museu Nacional* (ISSN 0557-0689); *Boletim do Museu Nacional, Nova Série – Antropologia* (ISSN 0080-3189), *Botânica* (ISSN 0080-3197), *Geologia* (ISSN 0080-3200) e *Zoologia* (ISSN 0080-312X); *Série Livros* (ISBN 85-7427). Indexadas nas bases de dados: Biological Abstracts, ISI - Thomson Scientific, Ulrich's International Periodicals Directory, Zoological Record, NISC Colorado, Periodica e C.A.B. International.

2- Os originais devem ser apresentados em três vias, em papel A4, espaço duplo, em uma só face do papel, bem como em disquete no programa Word for Windows, em fonte Times New Roman (corpo 12), sem qualquer tipo de formatação. Os manuscritos podem ser encaminhados em português ou inglês (outro idioma ficará a critério da Comissão Editorial). Os termos estrangeiros no texto deverão ser grafados em itálico.

3- Os textos deverão ser precedidos de identificação do autor (nome e instituição de vínculo, com endereço completo).

4- Deverão constar Resumo e Abstract, juntamente com título e palavras-chave em português e inglês.

5- As ilustrações, designadas no texto como figura (Fig.1, Fig.2, etc.), deverão conter escalas com as unidades abreviadas (legendas à parte). Digitalizadas e salvas individualmente (inclusive quando apresentadas em pranchas).

6- As citações no texto devem ser indicadas pelo sistema autor-data que compreende o sobrenome do(s) autor(es), em caixa alta, seguido do ano de publicação do documento, separado por vírgula e entre parêntese. Ex.: (PEREIRA, 1996).

7- As referências bibliográficas deverão ser apresentadas no final do texto, em ordem alfabética única dos autores.

Livro:

LIMA, D.A., 1982. Present-day forest refuges in Northeastern Brazil. In: PRANCE, G.T. (Ed.) **Biological diversification in the tropics**. New York: Columbia University Press. p.245-251.

Periódico:

MORA, O.A., SIMÕES, M.J. & SASSO, W.S., 1987. Aspectos ultra-estruturais dos fibroblastos durante a regressão da cauda dos girinos. **Revista Brasileira de Biologia**, Rio de Janeiro, **47**(4):615-618, figs.1-2.

Trabalhos apresentados em encontros científicos:

VENTURA, P.E.C., 1985. Avifauna de Morro Azul do Tinguá, Miguel Pereira, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ZOOLOGIA, 12., Campinas. **Resumos...** Campinas: Universidade Estadual de Campinas, p.273.

Documentos disponíveis na internet:

POMERANCE, R., 1999. **Coral mortality, and global climate change**. Disponível em: <http://www.gov/topical/global/envinon/99031002.htm>. Acesso em: 18 abr. 1999.

8- Serão fornecidos ao(s) autor(es) 50 (cinqüenta) exemplares por artigo.

9- A correspondência editorial e os artigos deverão ser enviados para:
Comissão de Publicações
Museu Nacional/UFRJ
Quinta da Boa Vista, São Cristóvão
20940-040 – Rio de Janeiro, RJ, Brasil
Tels.: (0xx21) 2568 1347 – ramal 22
E-mail: <compubli@mn.ufrj.br>